

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉVALUATION DE MÉTHODES DE MISE À L'ÉCHELLE STATISTIQUE :
RECONSTRUCTION DES EXTRÊMES ET DE LA VARIABILITÉ DU RÉGIME DE
MOUSSON AU SAHEL

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
DIMITRI PARISHKURA

NOVEMBRE 2009

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement n°8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je souhaite tout d'abord remercier le Dr. Philippe Gachon qui a dirigé ce mémoire pendant les deux dernières années. Je le remercie tout particulièrement de la confiance qu'il m'a accordée et de l'efficacité avec laquelle il a toujours répondu à mes questions. Sa compréhension a permis de m'orienter vers un sujet de recherche en accord avec mes aspirations. Il a été également à l'origine de ma volonté de travailler dans le domaine de la Climatologie, et qui m'a accueilli au sein de son groupe de recherche à Environnement Canada.

Je remercie également Nathalie Gauthier et le Dr. Yonas Dibike avec qui j'ai eu de nombreuses discussions ouvertes et passionnantes. Ces échanges m'ont permis d'avancer dans la compréhension de nombreux phénomènes et ont été à l'origine de nombreuses idées développées dans ce mémoire.

Je veux dire un grand merci à l'Agence Canadienne de Développement International (ACDI), ainsi qu'à Environnement Canada et plus précisément à Gérald Vigeant pour leur support financier. Un grand merci particulier au centre de recherche AGRHYMET (AGRIculture HYdrologie METéorologie) qui m'ont accueilli à Niamey au Niger pendant les premiers pas de ce mémoire, pour commencer à travailler sur le projet.

Un grand merci à toutes les personnes de l'Université du Québec à Montréal et au professeur René Laprise pour ses commentaires et critiques très constructives durant mes séminaires sur ce projet de recherche, ainsi qu'aux scientifiques de McGill et d'Ouranos pour leur aide ponctuelle sur des questions scientifiques, et pour l'atmosphère de travail sereine. Je remercie plus particulièrement Mathieu Choux, pour son aide scientifique et amicale.

Énorme merci à Yulia Zaitseva pour son support.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES TABLEAUX.....	vi
LISTE DES FIGURES.....	viii
RÉSUMÉ	xii
INTRODUCTION	1
1 REVUE DE LA LITTÉRATURE.....	5
1.1 Les caractéristiques du « prédictand » ou du régime de précipitation au Sahel.....	6
1.1.1 Le régime moyen.....	6
1.1.2 La variabilité intra-saisonnière	9
1.1.3 Variabilité interannuelle du régime pluviométrique sur l'ensemble de la période d'avril à octobre.....	17
1.2 Mécanismes responsables de la mousson Ouest africaine	24
1.2.1 La mousson et le déplacement saisonnier de la ZCIT en Afrique de l'Ouest	24
1.2.2 Le rôle de l'interaction entre la ZCIT et le Jet d'Est Africain dans la mise en place de la mousson au Sahel.....	27
1.3 Les méthodes de DS développées pour la précipitation quotidienne et les applications/évaluations en zone tropicale.....	30
1.3.1 Le concept général du « Downscaling » Statistique.....	32
1.3.2 Les différentes méthodes de DS	34
1.3.3 Applications du DS pour la simulation de la précipitation en régions tropicales et/ou sahéliennes	36
2 MÉTHODOLOGIE.....	41
2.1 Description des deux méthodes de DS : SDSM et ASD.....	42
2.1.1 Le modèle SDSM version 3.1 (Wilby <i>et al.</i> , 2002).....	44
2.1.2 Le modèle ASD (Hessami <i>et al.</i> , 2008).....	46
2.2 La procédure de downscaling statistique : la calibration et la validation ...	48

2.2.1	La calibration.....	49
2.2.2	La validation et la génération des scénarios	49
2.3	Le développement et la sélection des prédictors.....	50
2.3.1	Les prédictors NCEP	51
2.3.2	Les prédictors issus des MCGs (CGCM2 et HadCM3).....	56
2.4	Les critères d'évaluation des résultats de la mise à l'échelle statistique.....	58
2.4.1	Les critères diagnostiques.....	58
2.4.2	Les critères statistiques utilisés pour évaluer la performance de SDSM et de ASD	58
2.4.3	Les critères graphiques	60
3	LES RÉSULTATS : LE CAS DE STATION DE GOURCY AU BURKINA FASO	63
3.1	Simulations en mode réanalyse.....	63
3.1.1	Mise à l'échelle statistique en utilisant un choix de 25 versus 51 prédictors : périodes de calibration et de validation	63
3.1.2	Mise à l'échelle statistique en utilisant une sélection mensuelle versus annuelle des prédictors (parmi 51 prédictors) : périodes de calibration et de validation	75
3.1.3	Comparaison des résultats de la mise à l'échelle statistique avec 25 versus 51 choix de prédictors, et sélectionnés sur une base mensuelle versus annuelle : période complète 1961-1990	85
3.2	Simulations en mode climat	92
3.3	Résumé et discussions des résultats	99
4	CONCLUSION	105
	RÉFÉRENCES et sites web.....	109
	ANNEXE A : Corrélations prédictors/prédictand.....	117

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 Indices climatiques de précipitations utilisés pour caractériser la fréquence, l'intensité, la durée des extrêmes, en plus des statistiques de base (moyenne et écart type saisonniers) de précipitation. *Cet indice permet d'étudier les changements dans l'occurrence des extrêmes (Source Gachon et al., 2007).....	13
Table 2.1 Liste des variables prédictors issus de NCEP : (a) Ensemble de 25 prédictors et (b) Ensemble de 51 prédictors.....	54
Tableau 3.1 Prédictors choisis sur une base annuelle: a) à partir des 25 prédictors présentés au Tableau 2.1a et b) à partir des 51 prédictors présentés au tableau 2.1b.....	64
Tableau 3.2 Variance expliquée (R^2 , processus conditionnel) obtenue lors de la calibration avec SDSM et ASD avec les prédictors choisis sur une base annuelle parmi a) 25 prédictors (tableau 2.1a) et b) 51 prédictors (tableau 2.1b).....	64
Tableau 3.3 Prédictors choisis parmi la liste de 51 variables présentées au Tableau 2.1b, soit sélectionnés sur une base annuelle ou soit sur une base mensuelle et la variance expliquée (R^2 , processus conditionnel) pour la calibration avec SDSM et ASD.....	77
Tableau 3.4 Prédictors choisis sur une base annuelle: a) À partir des 25 prédictors présentés au tableau 2.1a et interpolés sur la grille CGCM2 b) À partir des 25 prédictors présentés au tableau 2.1a et interpolés sur la grille HadCM3.....	93
Tableau 3.5 Variance expliquée (R^2 , processus conditionnel) pour la calibration avec SDSM et ASD avec les prédictors choisis sur une base annuelle parmi a) 25 prédictors (tableau 2.1a) interpolés sur la grille CGCM2 b) 51 prédictors (tableau 2.1b).....	93

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Topographie (en m) de la région sahélienne correspondant aux 9 pays du CILSS (Comité Inter-États de Lutte contre la Sécheresse dans le Sahel). Les données topographiques ont été krigées à partir d'une base de données disponible à 1x1 km, avec le logiciel EasyKrig 3.0 (Gratton et al., 2004).....	6
Figure 1.2 Distribution mensuelle de la quantité de précipitation moyenne (mm/mois) sur la région sahélienne, établie sur la période normale de 1961 à 1990 (à partir des stations du CILSS comprises entre les latitudes 12°N et 15°N ainsi qu'entre les longitudes 17°O et 2°E, où la densité des stations d'observation est la plus élevée, cf Gachon et al., 2007).	7
Figure 1.3 Répartition spatiale de la précipitation moyenne quotidienne (en mm/jr, moyennée sur la période 1961-1990 et sur les mois d'avril à octobre). Les valeurs ont été interpolées à partir des 244 stations d'observations disponibles via le centre régional AGRHYMET (cf Gachon et al., 2007).....	8
Figure 1.4 Variabilité spatio-temporelle de la précipitation mensuelle (en mm/mois), calculée en tenant compte de toutes les stations (c'est-à-dire 244 stations) selon les bandes de latitudes (intervalle de 0.5°, panneau a) et les bandes de longitudes (intervalle de 4°, panneau b). Tiré de Gachon et al. (2007).	9
Figure 1.5 Distribution de Fréquence Cumulée (CDF) empirique réalisée à partir des précipitations quotidiennes sur l'ensemble de l'année et pour la période 1961-1990 à Gourcy (Burkina Faso). La courbe en bleu considère toutes les valeurs (journées sèches ou humides), la courbe en rouge les valeurs des jours humides (seuil ≥ 1 mm), en vert les journées humides avec un seuil de 5 mm/jour et plus, et en violet les journées de pluie de 10 mm/jour et plus.	11
Figure 1.6 Climatologie mensuelle moyenne (calculée sur la période de 1961-1990) de chaque indice présenté au tableau 1.1, pour la station météorologique de Gourcy (Burkina Faso), de: la fréquence des jours de pluie (%), l'intensité de précipitation par jours de pluie (mm/jr pluie), le nombre maximum de jours secs consécutifs (jour), le maximum de précipitation sur 3 jours consécutifs (mm/3 jrs), le 90e centile de précipitation (mm/jr), le nombre de jours avec quantité de précipitation supérieure au 90e centile climatologique 1961-1990 (%), la précipitation cumulée totale (mm/mois), l'écart type intra-mensuel de la précipitation quotidienne (mm/jr), et l'écart type intra-mensuel de l'intensité par jours de pluies (mm/jr).	15
Figure 1.7 Série de précipitation quotidienne (mm/jr) pour une année typique (i.e. 1962, panneau du haut) et anomalie quotidienne cumulée correspondante, calculée avec l'équation 1 (en jour julien, panneau du bas).	16
Figure 1.8 Anomalies normalisées par l'écart-type des indices suivants calculées à partir de la précipitation quotidienne d'avril à octobre : a) la fréquence du nombre des jours de précipitation (seuil ≥ 1 mm); b) l'intensité moyenne par jour de pluie; c) le nombre maximum de jours secs consécutifs; d) la quantité maximale de précipitation sur 3 jours consécutifs; e) le 90e centile de précipitation; f) le nombre de jours qui dépassent le 90e centile de précipitation par rapport à la période 1961-1990; g) la quantité totale de précipitation; h) l'écart-type intra-saisonnier; h) l'écart-type intra-saisonnier des précipitations ≥ 1 mm. Les lignes bleues indiquent l'anomalie pour chaque année et la ligne rouge, la moyenne mobile sur 11 ans. En haut de chaque figure apparaît la moyenne climatique (1961-1990) et la valeur de la pente de Sen (Tendance Significative=Tend.Sign. et Non-Significative=Tend. Non-Sign.); l'existence d'une tendance est identifiée par la méthode de Kendall (pour plus de détails cf Gachon et al., 2007).....	21
Figure 1.9 Évolution du pourcentage des valeurs de précipitations > 20 mm/jour contribuant au cumul annuel de précipitation établie sur la période 1961 à 1990.	22
Figure 1.10 Anomalies normalisées par l'écart-type des indices suivants calculées à partir de la précipitation quotidienne annuelle : a) Début de la saison pluvieuse (en jour julien); b) Fin de la saison pluvieuse (en jour julien); c) Longueur de la saison pluvieuse (i.e. différence entre la fin et	

le début) (en jours); L'algorithme utilisé pour déterminer les dates du début et de la fin est montré dans la section précédente. Les lignes bleues indiquent l'anomalie pour chaque année et la ligne rouge, la moyenne mobile sur 11 ans. En haut de chaque figure apparaît la moyenne climatique (1961-1990) et la valeur de la pente de Sen (Tendance Significative=Tend.Sign. et Non-Significative=Tend. Non-Sign.); l'existence d'une tendance est identifiée par la méthode de Kendall.	23
Figure 1.11 Moyennes saisonnières des vents à 925 hPa (vitesse en m.s-1 et direction sous forme de flèche et intensité de la composante zonale en couleur, panneaux de gauche) et de la pression au niveau moyen de la mer (en hPa, panneaux de droite) en a) Hiver et b) Été. Les valeurs saisonnières moyennes ont été établies à partir des réanalyses NCEP (Kistler et al., 2001) sur la période 1961-1990.	26
Figure 1.12 Coupe méridienne des lignes de courant moyen (1010 kg*s-1) en moyenne annuelle (panneau du haut), en hiver (DJF, panneau du milieu) et en été (JJA, panneau du bas), tiré de Peixoto et Oort (1992).	27
Figure 1.13 Coupes méridiennes de a) la composante verticale du vent (en Pa.s-1 en teinte de gris) et b) de la composante zonale (en m.s-1) et de la circulation atmosphérique à partir des composantes méridiennes et verticales du vent (lignes de flux) pour les dates t0-16, t0, et t0+20 jours de la structure composite moyenne entre 1968 et 1990. t0 représente la date lorsque ZCIT amorce son déplacement. Les données de vent sont lissées sur une fenêtre temporelle de 11 jours par les moyennes mobiles (tirée de Sultan, 2002).	29
Figure 2.1 Schéma des différentes étapes nécessaires au DS à l'aide de SDSM et ASD. Les réanalyses NCEP (National Centers for Environmental Prediction; Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001) sont utilisées pour la calibration du modèle statistique. VIF signifie la « Variance Inflation Factor ».	43
Figure 2.2 Définition du Q-Q plot.	61
Figure 2.3 Définition du Box-plot.	61
Figure 3.1 Corrélations entre la précipitation et les prédictors sélectionnés à partir de l'ensemble de 51 avec les a) valeurs quotidiennes et b) valeurs mensuelles, de la période avril-octobre 1961-1990.	66
Figure 3.2 Box plots des valeurs saisonnières (Avril-Octobre) à Gourcy (Burkina Faso) de: la précipitation moyenne (mm/jr), l'écart type (mm/jr), le nombre de jours de précipitation (%), le nombre maximal de jours secs consécutifs (jour), l'intensité moyenne de précipitation par jour de pluie (mm/jr), et le 90e centile de précipitation quotidienne (mm/jr), [de gauche à droite et du haut en bas, respectivement]. Pour chaque indice, les deux panneaux de gauche et de droite représentent les valeurs pour la période de calibration (1961-1975) et la période de validation (1976-1990), respectivement. SDSM-25 et ASD-25 correspond aux 100 simulations avec un choix de 25 prédictors NCEP, et SDSM-51 et ASD-51 aux 100 simulations avec un choix de 51 prédictors NCEP.	71
Figure 3.3 Idem figure 3.2 mais pour: le cumul maximal de précipitation sur 3 jours consécutifs (mm), le nombre de jours qui dépassent le 90e centile sur la période de référence 1961-1990 (%), et l'indice de la date de début, fin (jour julien) et longueur de mousson (jours), de haut en bas respectivement.	72
Figure 3.4 Q-Q plot des précipitations quotidiennes (mm/jour) observées (abscisse) versus simulées (ordonnée), pour la période d'avril à octobre (1961-1975, panneau du gauche, et 1976-1990, panneau du droite) à Gourcy (Burkina Faso). Les valeurs brutes de NCEP sont en vert, celles de SDSM (ASD) avec le choix de 25 prédictors NCEP sont en cyan (bleu) et celles de SDSM (ASD) avec le choix de 51 prédictors NCEP sont en orange (rose). Les résultats de SDSM et ASD correspondent à l'ensemble des 100 simulations pour chacune des réalisations (25 versus 51 prédictors).	73
Figure 3.5 RMSE (en ordonnée) versus MAE (abscisse), et RRMSE (RMSE relatif, i.e. divisé par l'écart type climatologique observé) pour chaque indice sur la période d'avril à octobre, en	

- utilisant les 25 prédicteurs NCEP (SDSM(ASD)-25, en cyan (bleu)), versus 51 prédicteurs NCEP (SDSM(ASD)-51, en orange (rose)), comparé aux données brutes de précipitation de NCEP (en vert). La définition des acronymes pour chaque indice est fournie au tableau 1. Les résultats pour la période de calibration (1961-1975) sont dans le graphique de gauche, et ceux pour la période de validation (1976-1990) sont dans le graphique de droite. Pour les résultats avec SDSM et ASD, les critères statistiques sont moyennés à partir des 100 simulations disponibles (avec 25 ou 51 choix de prédicteurs)..... 74
- Figure 3.6 Box plots des valeurs saisonnières (avril-octobre) à Gourcy (Burkina Faso) de: la précipitation moyenne (mm/jr), l'écart type (mm/jr), le nombre de jours de précipitation (%), le nombre maximal de jours secs consécutifs (jour), l'intensité moyenne de précipitation par jour de pluie (mm/jr), et le 90e centile de précipitation quotidienne (mm/jr) [de gauche à droite et du haut en bas, respectivement]. Pour chaque indice, les deux panneaux de gauche et de droite représentent les valeurs pour la période de calibration (1961-1975) et la période de validation (1976-1990), respectivement. SDSM-ANN/ASD-ANN utilise des prédicteurs sélectionnés sur une base annuelle et SDSM-MEN/ASD-MEN sur une base mensuelle (100 simulations pour chaque série simulée)..... 81
- Figure 3.7 Idem figure 3.6 mais pour: le cumul maximal de précipitation sur 3 jours consécutifs (mm), le nombre de jours qui dépassent le 90e centile sur la période de référence 1961-1990 (%), et l'indice de la date de début, fin (jour julien) et longueur de mousson (jours), de haut en bas respectivement..... 82
- Figure 3.8 Q-Q plot des précipitations quotidiennes (mm/jour) observées (abscisse) versus simulées (ordonnée), pour la période d'avril à octobre (1961-1975, panneau de gauche, et 1976-1990, panneau de droite) à Gourcy (Burkina Faso). Les valeurs brutes de NCEP sont en vert, celles de SDSM (ASD) sélectionnés sur une base annuelle sont en cyan (bleu) et celles de SDSM (ASD) sélectionnés sur une base mensuelle sont en orange (rose). Les résultats de SDSM et ASD correspondent à l'ensemble des 100 simulations pour chacune des réalisations (Annuel versus Mensuel)..... 83
- Figure 3.9 RMSE (en ordonnée) versus MAE (abscisse), et RRMSE (RMSE relatif, i.e. divisé par l'écart type climatologique observé) pour chaque indice sur la période d'avril à octobre, en utilisant les prédicteurs NCEP sélectionnés sur une base annuelle (SDSM(ASD)-ANN, en cyan (bleu)), versus les prédicteurs sélectionnés sur une base mensuelle (SDSM(ASD)-MEN, en orange (rose)), comparé aux données brutes de précipitation de NCEP (en vert). La définition des acronymes pour chaque indice est fournie au tableau 1. Les résultats pour la période de calibration (1961-1975) sont dans le graphique de gauche, et ceux pour la période de validation (1976-1990) sont dans le graphique de droite. Pour les résultats avec SDSM et ASD, les critères statistiques sont moyennés à partir des 100 simulations disponibles (avec 51 choix de prédicteurs)..... 84
- Figure 3.10 Même que figures 3.2, 3.3, 3.6 et 3.7 mais en combinant tous les résultats sur la période de 30 ans (1961-1990) et les simulations avec un choix de 25/51 prédicteurs choisis sur une base Annuelle/Mensuelle (i.e. SDSM-25A/ASD-25A, SDSM-51A/ASD-51A et SDSM-51M/ASD-51M, respectivement)..... 89
- Figure 3.11 Même que figures 3.4 et 3.8 mais en combinant tous les résultats sur la période de 30 ans (1961-1990). Les acronymes des simulations SDSM et ASD sont définis à la Figure 3.10..... 90
- Figure 3.12 Même que figures 3.4 et 3.8 mais en combinant tous les résultats sur la période de 30 ans (1961-1990). Les acronymes des simulations SDSM et ASD sont définis à la Figure 3.10..... 90
- Figure 3.13 Biais moyen mensuel pour les mois d'avril à octobre sur toute la période 1961-1990 à la station de Gourcy (Burkina Faso). Les acronymes des indices sont définis au Tableau 1.1. et ceux pour les simulations SDSM et ASD à la Figure 3.10. Les valeurs des biais correspondent aux moyennes réalisées à partir des 100 simulations disponibles..... 91
- Figure 3.14 Box plots des valeurs saisonnières (avril-octobre) à Gourcy (Burkina Faso) de tous les indices définis au tableau 1.1 et de l'indice de date de début, fin et de longueur de mousson

(jours), pour la période de 1961-1990, à partir des simulations en mode réanalyse et en mode climat. OBS correspond aux observations, NCEP, CGCM2 et HadCM3 aux données brutes des données de réanalyses et de MCGs, A-N-C, A-N-H, S-N-C et S-N-H aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédictors NCEP interpolés sur la grille du CGCM2 et de HadCM3, respectivement, et A-C2, A-H3, S-C2 et S-H3 aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédictors CGCM2 et HadCM3, respectivement (100 simulations pour chaque série simulée).....96

Figure 3.15 Q-Q plot des précipitations quotidiennes (mm/jour) observées (abscisse) versus simulées (ordonnée), pour la période d'avril à octobre (1961-1990) à Gourcy (Burkina Faso), à partir des simulations en mode réanalyse et en mode climat. NCEP, CGCM2 et HadCM3 correspondent aux données brutes des données de réanalyses et de MCGs, ASD-NCEP-C, ASD-NCEP-H, SDSM-NCEP-C et SDSM-NCEP-H aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédictors NCEP interpolés sur la grille du CGCM2 et de HadCM3, respectivement, et ASD-CGCM2, ASD-HadCM3, SDSM-CGCM2 et SDSM-HadCM3 aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédictors CGCM2 et HadCM3, respectivement (100 simulations pour chaque série simulée). 98

Figure 3.16 RMSE (en ordonnée) versus MAE (abscisse), et RRMSE (RMSE relatif, i.e. divisé par l'écart type climatologique observé) pour chaque indice sur la période d'avril à octobre et la période complète 1961-1990, à partir des simulations en mode réanalyse et en mode climat. NCEP, CGCM2 et HadCM3 correspondent aux données brutes des données de réanalyses et de MCGs, A-N-C, A-N-H, S-N-C et S-N-H aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédictors NCEP interpolés sur la grille du CGCM2 et de HadCM3, respectivement, et A-C, A-H, S-C et S-H aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédictors CGCM2 et HadCM3, respectivement (100 simulations pour chaque série simulée)..... 98

RÉSUMÉ

Deux méthodes de mise à l'échelle statistique sont évaluées sur une station située au Burkina Faso afin de générer une information climatique pertinente au niveau local, en terme de climat moyen et des principales caractéristiques de variabilité et d'extrême du régime de précipitation. Les deux méthodes de régression multi-linéaire SDSM et ASD analysées reposent sur le principe que des relations empiriques entre certaines variables atmosphériques à grande échelle issues des réanalyses ou des Modèles Climatiques globaux (MCGs), variables dénommées prédictors, et des paramètres climatiques locaux (ex. précipitation) peuvent être établies. En mode réanalyse, le travail a consisté, d'une part, à partir de variables synoptiques de NCEP, à analyser (i) l'intérêt d'utiliser une gamme plus vaste de prédictors dérivés et sur plus de niveaux verticaux dans l'atmosphère, et (ii) l'intérêt d'utiliser une sélection des prédictors sur une base mensuelle versus annuelle. D'autre part, en mode climat, à partir de variables synoptiques issues de deux MCGs (CGCM2 et HadCM3), l'évaluation a porté sur l'utilisation de ces modèles climatiques mondiaux afin de générer une information climatique plausible et utile à l'échelle locale dans le but ultime de générer des scénarios climatiques pertinents pour les études d'impacts en milieu sahélien.

En mode réanalyse, le fait de considérer un plus vaste ensemble de prédictors et plus de niveaux atmosphériques, a permis de réduire les biais de l'ensemble des critères statistiques/climatiques comme la moyenne quotidienne, la variabilité intra-saisonnière, les indices d'intensité et d'extrêmes, et l'indice des dates de début, de fin et de longueur de mousson. De plus, avec cette nouvelle configuration, les deux modèles de mise à l'échelle sont en mesure de reconstruire une partie des changements observés dans le régime de précipitation (i.e. diminution de la quantité totale de pluie et de la fréquence du nombre d'événements pluvieux). Si dans la majorité des cas ASD performe mieux que SDSM avec un choix restreint de prédictors, les différences entre les modèles diminuent en utilisant un plus grand

choix de prédicteurs, et en sélectionnant ceux-ci sur une base mensuelle. Dans ce dernier cas, les incertitudes sur la valeur médiane et la moyenne des indices de précipitation, notamment au cœur de la saison pluvieuse et à la fin de celle-ci, sont réduites par rapport aux autres simulations.

Avec les prédicteurs des MCGs, notamment le modèle HadCM3, la simulation de l'ensemble des indices est systématiquement améliorée par rapport aux valeurs équivalentes issues des variables brutes des MCGs, aussi bien avec SDSM que ASD, notamment l'occurrence des jours de pluie, la variabilité intra-saisonnière, les indices d'intensité et d'extrêmes. Par contre l'utilisation des prédicteurs CGCM2 dans la mise à l'échelle statistique ne permet pas d'améliorer systématiquement tous les indices analysés par rapport aux données brutes de ce MCG. Quoi qu'il en soit, notre étude a permis de montrer qu'avec des prédicteurs relativement bien reproduits à grande échelle par les modèles globaux, les distributions quotidiennes de précipitation étaient plus plausibles à l'échelle locale, en dépit des difficultés à simuler adéquatement les extrêmes (i.e. largement surestimés surtout avec le CGCM2). Dans l'avenir, d'autres analyses devront inclure des prédicteurs des modèles globaux ou régionaux, telles que suggérés avec les réanalyses NCEP (i.e. autres niveaux, variables et résolution temporelle), ainsi qu'à l'aide d'autres méthodes non-linéaires en lien avec les particularités physiques à l'échelle régionale et locale. Ceci contribuera ultimement à générer des scénarios plus plausibles à ces échelles, d'autant que la mousson Ouest Africaine est influencée naturellement par des téléconnexions variées à l'échelle globale et régionale. L'usage de cette information climatique pour des applications locales pourrait ainsi être amélioré, en lien avec les besoins des études d'impacts et de vulnérabilité dans le domaine agro-pastoral, humain et de la modélisation environnementale.

Mots clés : ASD, SDSM, NCEP, MCG, variabilité interannuelle, mousson ouest africaine, prédicteurs, indices de précipitations, mise à l'échelle statistique.

INTRODUCTION

La présente étude s'inscrit dans le cadre du projet « Appui aux capacités d'adaptation face au changement climatique au Sahel » issu d'une coopération entre Environnement Canada, l'UQÀM et le centre régional AGRHYMET (AGRIculture, HYdrologie et MÉTéorologie situé à Niamey au Niger). Ce projet financé par l'ACDI (Agence Canadienne de Développement Internationale) a pour principaux objectifs de:

1. Caractériser et analyser le climat sahélien (i.e. climat moyen ainsi que la variabilité et les extrêmes) dans les pays du CILSS (Comité Inter-États de Lutte contre la Sècheresse dans le Sahel) à partir des observations disponibles;
2. Évaluer la performance des modèles climatiques globaux (MCG) sur la fenêtre sahélienne à partir des observations et des séries de réanalyses disponibles;
3. Développer de nouvelles méthodes et/ou utiliser les méthodes existantes de « downscaling » pertinentes et les évaluer afin de reconstruire le climat observé (moyennes, variabilité et extrêmes) et offrir des solutions alternatives aux MCG en générant une information pertinente à l'échelle locale, ceci dans le but ultime de favoriser le développement des stratégies d'adaptation face à la variabilité et au changement climatique dans le contexte sahélien;
4. Utiliser la(es) méthode(s) la(es) plus robuste(s) pour générer les scénarios de changement climatique en zone sahélienne.

Comme une partie des activités de recherche consistait à évaluer le changement climatique dans cette région d'Afrique, développer les informations pertinentes pour les besoins des populations locales, et faciliter le développement de stratégie d'adaptation en zones sahéliennes, l'analyse des outils de modélisation disponibles s'avérait indispensable (i.e. modèles climatiques globaux et outils alternatifs de régionalisation). Le besoin d'une information climatique pertinente à l'échelle locale,

notamment afin de répondre aux besoins des populations qui dépendent pour l'essentiel de l'agriculture pluviale, a été le fil conducteur de cette recherche. Le présent travail s'inscrit dans ce cadre et devait répondre au 3^e objectif mentionné ci-dessus, en focalisant notre intérêt sur la simulation du régime de précipitation qui constitue la variable climatique d'intérêt pour la plupart des projets d'impacts et d'adaptation dans cette région d'Afrique de l'Ouest.

Les informations climatiques fournies par les MCGs ne sont généralement pas appropriés pour permettre d'étudier de façon adéquate et précise les effets locaux et régionaux des changements climatiques à venir, essentiellement pour deux raisons : (i) la résolution horizontale des MCGs (d'environ 400 km) est insuffisamment élevée pour simuler adéquatement les effets locaux et régionaux, et (ii) la fiabilité de certaines variables climatiques simulées est parfois faible, particulièrement celle reliée à la paramétrisation des processus de sous-échelle (e.g. Wilby et Wigley, 2000). Par exemple, la précipitation fortement conditionnée par des processus apparaissant à meso-échelle, via notamment la convergence/divergence du flux d'humidité depuis la surface selon la nature de celle-ci (i.e. surface d'eau ou sol nu ou végétalisé), est une des variables particulièrement difficile à simuler dans un MCG. La faible résolution des MCGs entraîne également certaines incohérences dans les statistiques de fréquence et/ou d'intensité des événements pluvieux, en particulier dans le cas des précipitations intenses (e.g. Osborn et Hulme, 1997; Mearns *et al.*, 1997), et notamment dans la région sahélienne (Gachon *et al.*, 2007). Ce manque de fiabilité affecte généralement la capacité des MCGs à simuler adéquatement la variabilité et les extrêmes de précipitation, telle que démontré dans l'étude de Zwiers et Kharin (1998). Ces auteurs suggèrent une faible performance des MCGs dans la simulation de la précipitation à l'échelle quotidienne, et en particulier une sous-estimation systématique de la variabilité spatiale simulée par les modèles globaux à l'échelle régionale.

Diverses méthodes de mise à l'échelle, ou «downscaling», ont été développées afin de fournir une information climatique à plus haute résolution que celle fournie par les MCGs, alors que la plupart des applications dans les études d'impacts et d'adaptation nécessitent l'équivalent d'observations climatiques ponctuelles. Ces méthodes peuvent se regrouper en deux catégories : le «downscaling» dynamique correspondant aux modèles régionaux du climat (MRCs, cf Mearns *et al.*, 2003) qui simulent le climat à plus haute résolution que les MCGs mais sur une partie seulement du globe, et le «downscaling» statistique (DS) qui permet d'établir une information climatique locale ou régionale à partir d'un modèle statistique qui relie les variables atmosphériques à grande échelle (ou prédicteurs) et les variables locales (ou prédicand; e.g. von Storch *et al.*, 1993; Goodess *et al.*, 2003; Wilby *et al.*, 2004). Dans le DS, les relations empiriques (i.e. calibrées à partir des observations et des données de réanalyses) sont appliquées en utilisant des prédicteurs de MCGs à la fois à partir des variables issues des simulations du climat de référence actuel, mais également celles issues des simulations du climat anticipé dans le futur afin de construire des scénarios. Un des principaux avantages de ces méthodes est leur faible coût en terme de temps de calcul par rapport aux méthodes dynamiques, elles peuvent donc être facilement appliquées à différentes simulations de MCGs. L'échelle spatiale beaucoup plus fine permet de prendre en compte les particularités physiographiques non représentées dans les MCGs et de générer une information climatique en un site spécifique, via l'utilisation des données observées pour calibrer le modèle statistique et qui incorporent directement et/ou indirectement ces effets locaux. L'une des faiblesses principales des méthodes de DS est que l'hypothèse de base est difficilement vérifiable, c'est-à-dire que les relations statistiques développées pour le climat actuel restent également valables dans des conditions futures du climat (cf Wilby *et al.*, 2004).

Une évaluation rigoureuse de deux méthodes de mise à l'échelle statistique (SDSM développé par Wilby *et al.*, 2002a; et ASD développé par Hessami *et al.*, 2008) est

présentée dans ce travail, notamment afin d'améliorer la simulation de la précipitation à l'échelle locale par rapport aux informations fournies par les MCGs, pas seulement en terme de valeurs moyennes, mais également en terme d'occurrence, d'intensité et de durée des événements pluvieux. Cette évaluation est réalisée pour la localité de Gourcy au Burkina Faso, où un projet pilote réunissant des experts du centre régional AGRHYMET et de l'UQÀM a permis d'établir le lien entre la dynamique sociale, la vulnérabilité de l'agriculture et de l'élevage face à la variabilité du régime de précipitation (cf Lepage *et al.*, 2007). Les caractéristiques du régime de précipitation au Sahel, dont la variabilité spatiale et temporelle est très importante, avec une alternance marquée saison sèche/saison humide, nécessitent une représentation adéquate par les modèles climatiques et/ou les méthodes statistiques de la variabilité à haute et à basse fréquence (i.e. depuis l'échelle horaire ou quotidienne jusqu'à l'échelle décennale) des événements pluvieux. Par ailleurs, l'analyse des variables atmosphériques d'échelle synoptique (i.e. forçage atmosphérique à grande échelle) liées à l'apparition et à l'intensité des précipitations locales, fut également entreprise afin d'évaluer et d'identifier les prédicteurs les plus pertinents pour la mise à l'échelle de la précipitation.

Le chapitre 1 présente une synthèse des connaissances sur le régime de précipitation observé au Sahel, les mécanismes responsables de l'alternance saison sèche/saison humide, ainsi que les travaux récents sur la simulation de la précipitation dans les régions tropicales à l'aide de différentes méthodes de DS. Le chapitre 2 fournit la méthodologie utilisée dans ce travail, ainsi que l'approche retenue pour le développement et la sélection des variables atmosphériques (i.e. prédicteurs), en lien avec les mécanismes dynamiques qui influencent la mousson Ouest africaine. Le chapitre 3 présente les résultats et permet de comparer les différentes simulations selon le type de prédicteurs choisis (i.e. réanalyses et MCGs). Les principales conclusions sont présentées au chapitre 4.

1 REVUE DE LA LITTÉRATURE

Le Sahel proprement dit est une bande étroite semi-aride s'étendant d'Ouest en Est, depuis l'océan Atlantique jusqu'à la Mer Rouge, située entre les latitudes 13° et 17° N environ. La région d'étude est située au cœur de cette zone climatique de l'Afrique de l'Ouest, au Burkina Faso (cf figure 1.1). Elle est bordée par le désert du Sahara au Nord et la zone équatoriale de la forêt humide au Sud. Le climat de cette région se caractérise par un cycle annuel de précipitation très contrasté, avec une alternance saison sèche/saison humide, et une forte variabilité dans le temps et dans l'espace, fonction du déplacement méridien de la zone de convergence intertropicale (ZCIT, en moyenne située à environ 2°N). Cette dernière s'avance vers le Nord jusqu'à la bordure du Sahara durant l'été boréal et migre vers le Sud en bordure du Golfe de Guinée durant l'hiver boréal, en suivant le mouvement zénithal du soleil.

Dans la première section, les caractéristiques de la variable d'intérêt, c'est-à-dire la précipitation à l'échelle quotidienne, sont présentées en terme d'intensité, de fréquence et de durée des événements pluvieux et les connaissances scientifiques sur le régime moyen, ainsi que la variabilité intra-saisonnière et interannuelle de la précipitation. La deuxième section présente les mécanismes atmosphériques à l'origine de la précipitation (ou des séquences sèches) sachant que ceux-ci sont très largement différents de ceux à l'origine des précipitations dans les régions extra-tropicales. Cette section permettra de faire un état des connaissances à propos des caractéristiques des variables prédictors à l'échelle synoptique, directement ou indirectement reliées au régime humide/sec (i.e. variables pertinentes potentiellement utilisées comme prédictors lors du processus de DS, cf chapitre 2). La dernière section présente un survol des méthodes de DS développées pour simuler le régime de précipitation à l'échelle locale et permettra de faire un état des lieux des méthodes utilisées et/ou testées dans un contexte tropical et/ou sahélien.

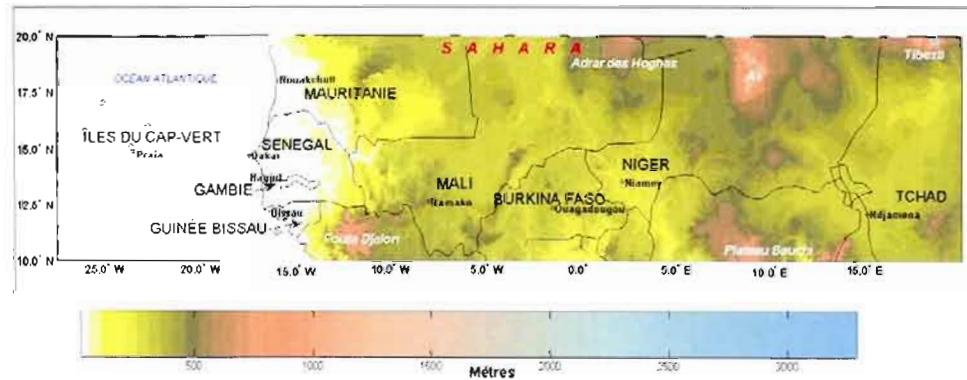


Figure 1.1 Topographie (en m) de la région sahélienne correspondant aux 9 pays du CILSS (Comité Inter-États de Lutte contre la Sécheresse dans le Sahel). Les données topographiques ont été krigées à partir d'une base de données disponible à 1x1 km, avec le logiciel EasyKrig 3.0 (Gratton *et al.*, 2004).

1.1 Les caractéristiques du « prédictand » ou du régime de précipitation au Sahel

Cette section présente les grands traits connus du régime de précipitation ou du climat moyen du « prédictand » (i.e. précipitation) avant de rentrer dans plus de détails à propos des pluies quotidiennes, marquées par une forte variabilité intra-saisonnière. De plus, l'analyse des changements inter-annuels (i.e. sur la période de 1961 à 1990) est présentée témoignant des fortes fluctuations et notamment de la recrudescence des périodes sèches au cours du passé récent.

1.1.1 Le régime moyen

La particularité première du régime de précipitation est l'alternance d'une période sèche qui s'étend de novembre à mars (cf figure 1.2), suivie d'une période pluvieuse

d'avril à octobre environ, suivant la position de la structure ZCIT (cf section 1.2 pour les détails concernant les mécanismes à l'origine de l'installation du régime de mousson). À cette forte intensité du cycle annuel dans le régime de précipitation moyen se superpose une profonde inhomogénéité spatiale (cf figure 1.3). En effet, une décroissance de la précipitation moyenne s'observe avec la latitude, c'est-à-dire du Sud vers le Nord, et dans une moindre mesure d'Ouest en Est. Deux maximums pluvieux apparaissent au Sud-Ouest et à l'Est, fonction en partie de la présence de reliefs (cf figure 1.1). Un minimum relatif apparaît sur la côte Atlantique aux environs des latitudes 15°N, de même qu'au centre et dans toute la franche sahélienne (figure 1.3). En moyenne, la quantité de précipitation reçue annuellement varie de plus de 1000 mm au Sud de 12°N, diminue à 500 mm de 13 à 14°N, et atteint seulement 250 mm au-delà de 15°N (jusqu'à 20°N, cf figure 6 dans Gachon *et al.*, 2007).

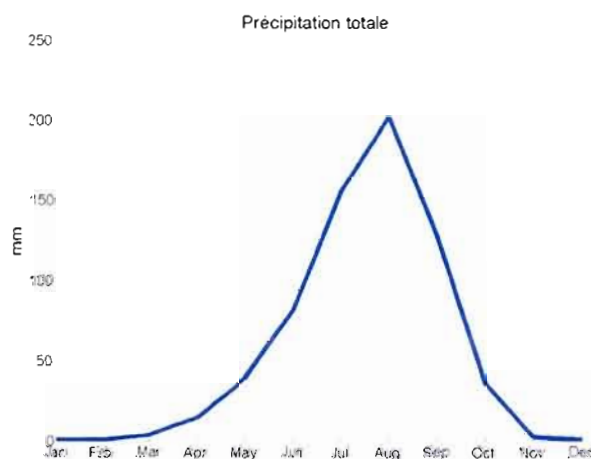


Figure 1.2 Distribution mensuelle de la quantité de précipitation moyenne (mm/mois) sur la région sahélienne, établie sur la période normale de 1961 à 1990 (à partir des stations du CILSS comprises entre les latitudes 12°N et 15°N ainsi qu'entre les longitudes 17°O et 2°E, où la densité des stations d'observation est la plus élevée, cf Gachon *et al.*, 2007).

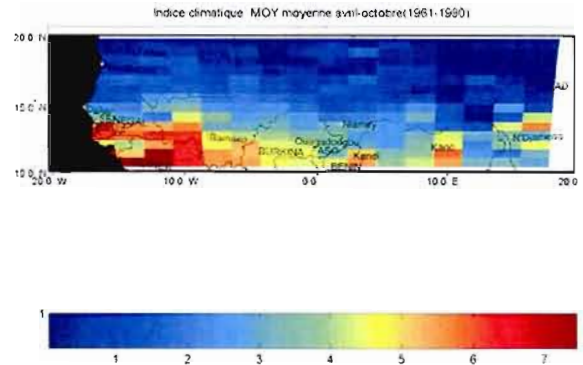
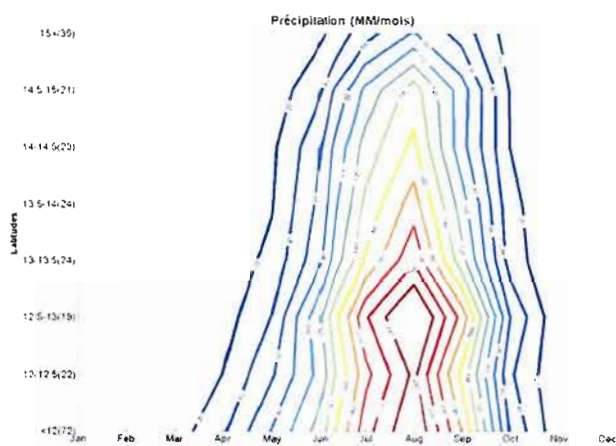
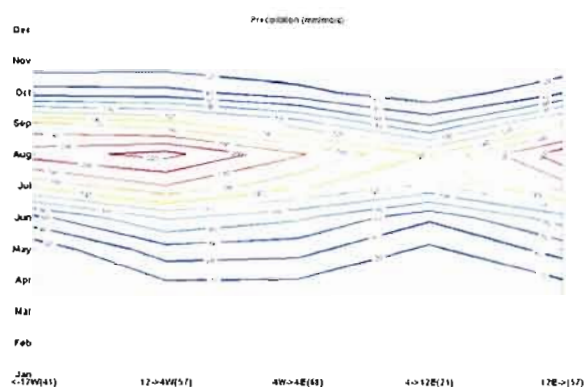


Figure 1.3 Répartition spatiale de la précipitation moyenne quotidienne (en mm/jr, moyennée sur la période 1961-1990 et sur les mois d'avril à octobre). Les valeurs ont été interpolées à partir des 244 stations d'observations disponibles via le centre régional AGRHYMET (cf Gachon *et al.*, 2007).

Comme le suggère la figure 1.4, la répartition intra-annuelle, méridienne et zonale du cumul de précipitation mensuelle (i.e. de 10 à 20°N et de 20°O à 20°E), suggère une installation variable et progressive de la saison pluvieuse du Sud vers le Nord au cours de l'été. Cette dernière se met en place généralement durant le mois d'avril pour les stations les plus au Sud, et pas avant le mois de juin pour les stations les plus au Nord (Sud de 12°N et Nord de 15°N, respectivement, cf figure 1.4a). Le mois d'août étant le mois le plus arrosé de l'année pour toutes les latitudes et longitudes, le cumul pour ce mois atteint plus de 240 mm pour les régions situées au Sud de 13.5°N, et diminue progressivement vers le Nord pour atteindre seulement 80 mm pour les régions situées autour de 15°N et au-delà. D'un point de vue zonal, deux maximums relatifs de plus de 240 mm apparaissent aux environs des longitudes de 12 à 4°O et de 12°E, avec un minimum relatif entre 4°O et 4°E (figures 1.4b et 1.3). Ce minimum relatif est en partie dû à la présence de zones moins élevées que les régions situées plus à l'Est. Il a été également signalé dans diverses études sur la région sahélienne (cf Foamouhoue et Buscarlet, 2006; Orgeval *et al.*, 2005).



a)



b)

Figure 1.4 Variabilité spatio-temporelle de la précipitation mensuelle (en mm/mois), calculée en tenant compte de toutes les stations (c'est-à-dire 244 stations) selon les bandes de latitudes (intervalle de 0.5° , panneau a) et les bandes de longitudes (intervalle de 4° , panneau b). Tiré de Gachon *et al.* (2007).

1.1.2 La variabilité intra-saisonnière

- a) La caractérisation du régime de précipitation via la distribution de fréquence cumulée

L'analyse de la précipitation moyenne, présentée ci-dessus, masque la forte disparité du régime de précipitation dans cette région tropicale à l'échelle synoptique. En effet, alors que la moyenne quotidienne comme nous l'avons vu à la figure 1.3 varie de 2 à 7 mm/jr d'avril à octobre selon la région, l'écart-type intra-saisonnier varie de 4 à plus de 12 mm/jr (cf figure 7 dans Gachon *et al.*, 2007), c'est-à-dire que ce dernier est deux fois plus important que la moyenne quotidienne. De plus, comme la précipitation est essentiellement de nature convective et donc très hétérogène dans le temps et dans l'espace, les rares événements de forte précipitation (soit environ 12 et 20% du nombre total d'événements) sont responsables en moyenne d'environ 70 à 90% du cumul annuel au Sahel (Mathon *et al.*, 2002). Ainsi, le faible nombre d'événements de précipitation intense joue un rôle crucial dans la précipitation totale comme le suggère la figure 1.5 (à partir d'un exemple pris à la station de Gourcy au Burkina Faso). Cette figure montre la distribution de probabilité cumulative réalisée à partir des séries quotidiennes observées dans ce secteur du Burkina Faso, en utilisant des seuils de 0, 1, 5 et 10 mm/jour. On peut donc noter que plus de 85% du temps il y a absence de précipitation (cf courbe bleu). Si on tient compte uniquement des événements de pluie (au seuil ≥ 1 mm, i.e. courbe rouge), environ 20% des événements pluvieux possèdent des intensités ≥ 20 mm/jour. Par comparaison, ces événements de fortes précipitations (≥ 20 mm/jour) ne représentent qu'environ 5% des événements pluvieux dans une région tempérée comme Montréal en été. Dans le cas de la station de Gourcy et compte tenu du total annuel de précipitation dans ce secteur (environ 584 mm en moyenne annuelle, normale établie sur la période 1961-1990), les événements de précipitation ≥ 20 mm/jour représentent environ 52% du total cumulé à l'échelle annuelle. Si on considère tous les événements de précipitation significatifs (c'est-à-dire plus de 5 mm/jr), les précipitations de plus de 20 mm/jr représentent de 30 à 50% environ du nombre total d'événements de précipitation, respectivement (cf figure 1.5).

Afin de caractériser plus en détail cette distribution très hétérogène des événements de précipitation à l'intérieur de la saison de mousson, des variables dérivées à partir

de la précipitation quotidienne sont présentées dans la suite, tel que suggérées dans les études récentes de Alexander *et al.* (2006), Easterling *et al.* (2003), New *et al.* (2006), et Gachon *et al.* (2007). Ces études ont en effet permis de documenter la variabilité observée dans les extrêmes quotidiens de précipitation à l'échelle globale, sur le continent Africain ou dans la région sahélienne, respectivement.

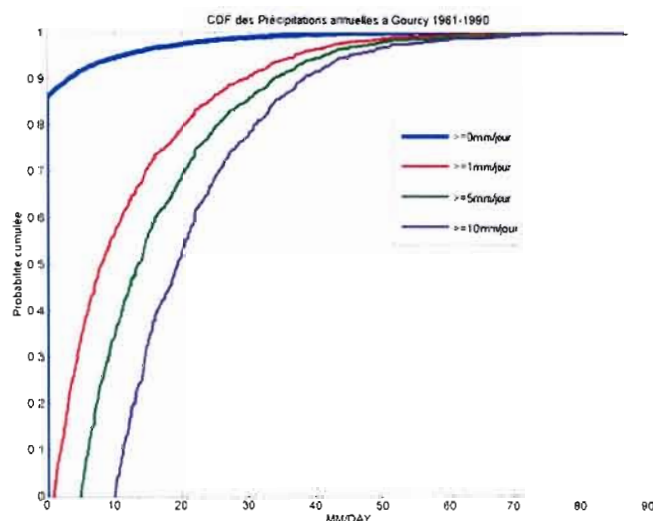


Figure 1.5 Distribution de Fréquence Cumulée (CDF) empirique réalisée à partir des précipitations quotidiennes sur l'ensemble de l'année et pour la période 1961-1990 à Gourcy (Burkina Faso). La courbe en bleu considère toutes les valeurs (journées sèches ou humides), la courbe en rouge les valeurs des jours humides (seuil ≥ 1 mm), en vert les journées humides avec un seuil de 5 mm/jour et plus, et en violet les journées de pluie de 10 mm/jour et plus.

b) La caractérisation via les indices de variabilité et d'extrêmes

Une des manières de caractériser la variabilité et les extrêmes climatiques est d'avoir recours au développement d'indices climatiques établis à partir des séries quotidiennes des variables de base, comme la précipitation. Plusieurs groupes de recherche à l'échelle internationale ont récemment mis au point une méthodologie standard afin de calculer ces indices, via notamment le groupe ETCCDMI (Expert Team on Climate Change Detection Monitoring and Indices,

<http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/index.shtml>) et/ou le projet européen STARDEX (Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions, <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/stardex>; cf également Karl *et al.*, 1999; Peterson *et al.*, 2001; Gachon *et al.*, 2005). Gachon *et al.* (2007) ont sélectionnés 6 indices pour analyser la variabilité du régime de précipitation sur toute la saison pluvieuse, soit durant les mois d'avril à octobre, en plus de calculer les statistiques de base (moyenne saisonnière et écart type intra-saisonnier, cf Tableau 1.1). Ces indices ont été sélectionnés parmi les indices les plus couramment utilisés pour étudier la variabilité et les changements du régime de précipitation (cf New *et al.*, 2006; Vincent et Mekis, 2006). Ils répondent également à la nécessité de caractériser le climat sahélien, c'est-à-dire afin de déterminer:

- La climatologie moyenne (les conditions saisonnières moyennes propres au Sahel) via le cumul total des précipitations et des précipitations moyennes à l'échelle quotidienne;
- Les extrêmes via le calcul du 90^e centile et l'occurrence de cet extrême par rapport à la normale de 90^e centile et via le maximum de précipitation sur 3 jours;
- La variabilité du régime de précipitation ou de la durée des périodes sèches via le calcul de la fréquence des jours humides/secs consécutifs et de l'intensité des précipitations durant les jours humides.

Tableau 1.1 Indices climatiques de précipitations utilisés pour caractériser la fréquence, l'intensité, la durée des extrêmes, en plus des statistiques de base (moyenne et écart type saisonniers) de précipitation. *Cet indice permet d'étudier les changements dans l'occurrence des extrêmes (Source Gachon *et al.*, 2007).

Indice	Catégorie	Définition	Unité
Prep1	Fréquence	La fréquence du nombre de jours avec précipitations (seuil $\geq 1\text{mm}$)	%
SDII	Intensité	Intensité moyenne de précipitation par jours humides (seuil $\geq 1\text{mm}$)	mm/jour
CDD	Fréquence	Nombre maximum de jours secs consécutifs (précipitation $< 1\text{mm}$)	jours
R3days	Extrême	Maximum de précipitation cumulée sur 3 jours consécutifs	mm
Prec90p	Extrême	90 ^e percentile de précipitation quotidienne	mm/jour
R90N*	Occurrence Extrême	La fréquence du nombre de jours avec quantité de précipitation supérieure au 90 ^e centile par rapport à la période de référence 1961-1990	%
PrecTOT	Moyenne	Précipitation totale (cumul mensuel ou saisonnier)	mm
MOY	Moyenne	Précipitation quotidienne moyenne (mensuel ou saisonnier)	mm/j
STD	Variabilité	Écart-type (mensuel ou saisonnier)	mm/j

À partir de ces indices, Gachon *et al.* (2007) ont analysé de façon détaillée la distribution saisonnière et la variabilité intra-saisonnière du régime de précipitation sur l'ensemble des pays du CILSS. Ces auteurs ont montré que la plus forte variabilité intra-saisonnière se retrouve dans la région montagneuse du Sud-Ouest (région des plateaux guinéens et du Fouta Djalon, cf Figure 1.1). La distribution spatiale du nombre de jours humides révèle également une fréquence plus élevée de précipitation dans cette dernière région, ainsi que dans la frange Sud et les secteurs plus élevés de l'Est sahélien. La distribution du nombre maximal de jours secs consécutifs confirme également la rareté des précipitations dans les régions du Nord-Ouest et du Nord-Est. L'intensité de précipitation par jours de pluie diminue également du Sud vers le Nord comme pour la précipitation totale, et dans une moindre mesure d'Ouest en Est, la région du Nord-Est recevant en moyenne les

quantités les plus faibles. Au niveau des indices d'extrême (Prec90p et R3days), un patron similaire à l'intensité moyenne de précipitation se confirme, avec les pluies les plus intenses localisées dans les régions du Sud-Ouest et dans la frange Sud des pays du CILSS. Le nombre de jours de précipitation qui dépasse le 90^e centile sur la période de référence est réparti de manière relativement homogène sur l'ensemble du territoire sahélien (10 jours en moyenne).

En utilisant les mêmes indices et la méthodologie utilisée par Gachon *et al.* (2007), la figure 1.6 montre les valeurs de ces indices pour chacun des mois de l'année (moyennées sur la période 1961-1990) à partir des observations quotidiennes de précipitation de la station de Gourcy utilisée dans notre étude. Comme le confirme cette figure, le mois d'août marque le cœur de la saison pluvieuse avec un cumul total d'environ 170 mm/mois (ou 5.5 mm/jour en moyenne). L'écart-type intra-mensuel est également très élevé durant ce mois (environ 10 mm/jour), soit environ 2 fois la valeur de la moyenne quotidienne (et donc le coefficient de variation σ/μ est de 2, témoignant d'une très forte variabilité). La fréquence de jours humides (Precp1) pour le mois d'août est de 40% (i.e. approximativement 13 jours), avec une intensité moyenne de 15 mm/jour de pluie environ et un écart type de 12 mm/jour. Par conséquent, en considérant les jours humides seulement, le coefficient de variation est réduit à 0.8, mais la variabilité reste quand même élevée. En définitive, les caractéristiques statistiques de l'intensité par jours humides (15 mm/jour de pluie en moyenne, et une valeur médiane de 9 mm/jour de pluie, non montrée ici) confirme que la précipitation quotidienne possède une distribution de probabilité asymétrique fortement positive (i.e. médiane < moyenne) et se rapprochant d'une distribution exponentielle (i.e. coefficient de variation égale à 1, distribution gamma où le paramètre « shape » est égal à 1, cf Wilks p. 88, 1995). Dans cette région, environ 1 jour de pluie sur 10 représente une intensité de 35 mm ou plus (cf 90^e centile à la figure 1.6) et avec des séquences sèches de maximum 5 jours au cœur de la saison pluvieuse en moyenne (i.e. ce régime constitue un risque élevé d'inondations). Cependant, l'occurrence des précipitations extrêmes (≥ 35 mm/jours, i.e. R90N) est

relativement plus importante au début et à la fin de la saison de mousson, qu'au cours des mois de Juillet à Septembre où la précipitation est plus régulière. Finalement, la précipitation maximale sur 3 jours consécutifs (R3days) est de l'ordre de 55 mm (en juillet et août) correspondant au 1/3 de la précipitation totale mensuelle environ.

Climatologie 1961-1990 mensuelle des indices à Gourcy, Burkina Faso

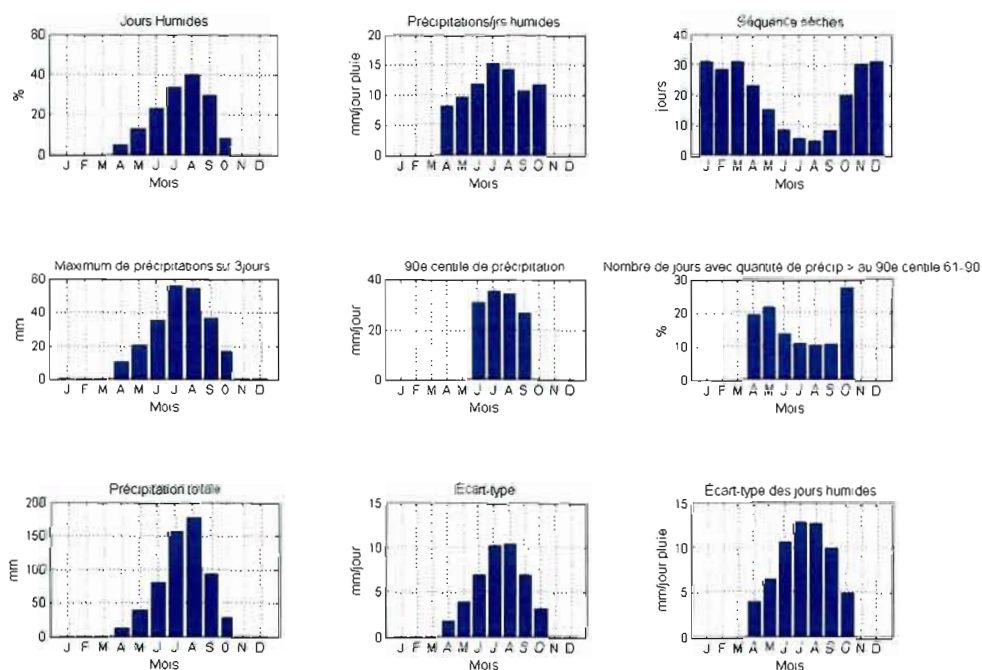


Figure 1.6 Climatologie mensuelle moyenne (calculée sur la période de 1961-1990) de chaque indice présenté au tableau 1.1, pour la station météorologique de Gourcy (Burkina Faso), de: la fréquence des jours de pluie (%), l'intensité de précipitation par jours de pluie (mm/jr pluie), le nombre maximum de jours secs consécutifs (jour), le maximum de précipitation sur 3 jours consécutifs (mm/3 jrs), le 90e centile de précipitation (mm/jr), le nombre de jours avec quantité de précipitation supérieure au 90e centile climatologique 1961-1990 (%), la précipitation cumulée totale (mm/mois), l'écart type intra-mensuel de la précipitation quotidienne (mm/jr), et l'écart type intra-mensuel de l'intensité par jours de pluies (mm/jr).

En plus des indices présentés ci-dessus, un index objectif de date de début et de fin de mousson, inspiré de l'approche développée par Liebmann et Marengo (2001) pour la mousson brésilienne, a également été utilisé. Le cumul de l'anomalie quotidienne de la précipitation a été calculé à partir des séries quotidiennes de précipitation sur toute l'année, en commençant le 1^{er} janvier, en utilisant la formule suivante:

$$A(\text{day}) = \sum_{n=\text{day}}^{\text{day}} (R(n) - R) \quad (1)$$

où $R(n)$ est la valeur quotidienne des précipitations pour chaque jour de l'année (voir le graphique du haut dans la figure 1.7); R est simplement la moyenne annuelle

$R = \sum_{n=1\text{janvier}}^{31\text{décembre}} R(n)$; et $A(\text{day})$ est le cumul de l'anomalie quotidienne (cf figure 1.7).

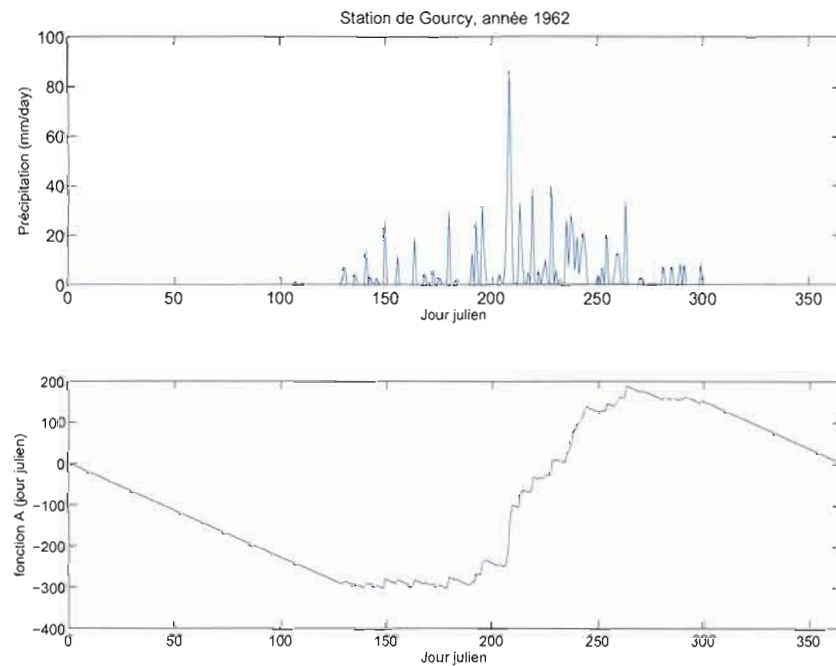


Figure 1.7 Série de précipitation quotidienne (mm/jr) pour une année typique (i.e. 1962, panneau du haut) et anomalie quotidienne cumulée correspondante, calculée avec l'équation 1 (en jour julien, panneau du bas).

La valeur minimale de cette fonction A (équation 1) définit la date de début de mousson, et la valeur maximale la date de fin. Ainsi, le calcul de cet indice permet d'intégrer la persistance/durée, l'intensité et la fréquence des événements de pluie. Cet indice pourrait s'avérer utile pour faire le lien avec l'évolution de la production agricole, au cours de la saison de mousson, notamment afin de caractériser et d'évaluer l'effet de la qualité du début de la phase humide sur les dates de semis et le rendement agricole en général, comme suggérée dans Sultan *et al.* (2005). Dans cette région du Burkina Faso, le début de la saison humide commence en moyenne autour du 30 mai et se termine autour du 15 septembre, même si quelques événements de précipitation antérieurs ou postérieurs à ces dates peuvent survenir. Toutefois, ceux-ci sont soit pas assez intenses (en quantité), soit insuffisamment persistants pour prolonger la longueur de la saison de mousson dans ce secteur.

Dans la section 3, tous ces indices serviront à l'évaluation des résultats de la mise à l'échelle statistique. Dans la section suivante, la variabilité interannuelle de ces indices est analysée.

1.1.3 Variabilité interannuelle du régime pluviométrique sur l'ensemble de la période d'avril à octobre

Durant les trois dernières décennies du 20^e siècle, la sécheresse au Sahel a constitué l'une des anomalies majeures du régime de précipitation observée à l'échelle globale. Après les conditions humides des années 60, de longues et persistantes séries d'années sèches ont marqué les décennies 70 et 80 (Le Barbé *et al.*, 2002; Dai *et al.*, 2004b). Le déficit pluviométrique aux cours de ces décennies a été relativement uniforme à travers le territoire sahélien, suggérant que ce déficit n'était pas dû à un changement spatial du maximum pluviométrique (Le Barbé *et al.*, 2002), mais plutôt relié à une réduction significative du nombre d'événements pluvieux durant la saison de mousson sur toute la région (Gachon *et al.*, 2007). Suite à l'évènement majeur El

Niño en 1982-1983, la pluviométrie totale annuelle a atteint un déficit record de 170 mm en dessous de la normale de 506 mm (établie sur la période 1920-2003), comme l'ont montré Dai *et al.* (2004a et 2004b).

Dans la suite, les anomalies interannuelles des indices climatiques définis dans la section précédente sont montrées à la figure 1.8, permettant d'illustrer les fortes fluctuations dans le régime de précipitation, toujours à l'aide des données quotidiennes de la station de Gourcy. Dans ce cas, les indices ont été calculés pour la saison pluvieuse d'avril à octobre, et non pas pour chacun des mois comme c'était le cas dans la section précédente. Pour chacun des 9 indices, la moyenne climatique (i.e. 1961-1990) est indiquée au-dessus de chaque panneau, avec la valeur de la tendance statistiquement significative ou non calculée sur la période de 30 années (pour les détails concernant la méthodologie utilisée pour le calcul des tendances se référer à Gachon *et al.*, 2007). Enfin, afin de comparer les fluctuations des indices entre eux au cours du temps, les anomalies montrées à la figure 1.8 sont normalisées en soustrayant la moyenne et en divisant par l'écart-type de chaque indice calculé sur la période de 1961 à 1990.

a) Précipitation totale et écart type intra-saisonnier

Une diminution de la quantité totale (PrecTOT), de l'ordre de 55 mm par décennie (statistiquement significative au seuil de 95%), est observée et est ponctuée par des anomalies négatives régulières au cours des années 1975-1985. Ceci confirme donc les études antérieures qui suggèrent une persistance des anomalies sèches dans les années 70 sur toute la région sahélienne (e.g Nicholson *et al.*, 2000; Le Barbé *et al.*, 2002 ; Dai *et al.*, 2004b).

L'écart-type intra-saisonnier, par contre ne semble pas changer de façon majeure, avec une alternance marquée des anomalies positives et négatives au cours de ces mêmes décennies. Celui-ci possède une valeur climatologique de 7.6 mm/jour qui est dans ce cas 3 fois plus élevée que la valeur de la moyenne quotidienne, confirmant la

forte asymétrie positive (médiane proche de zéro) dans la distribution statistique du régime de pluie.

b) Pourcentage de jours avec précipitation

Le pourcentage de jours de pluie suit également la baisse de la précipitation totale suggérée précédemment, diminuant de 2.6 % par décennie en moyenne (Prcp1). Le déficit du nombre de jours pluvieux est également plus marqué dans les années 80, celui-ci se prolongeant sur la majeure partie de cette décennie, avec une seule année (i.e. 1986) enregistrant une fréquence de jours de pluie « près de la normale ». Par opposition, les années 60 et 70 correspondent dans tous les cas à une fréquence plus élevée que la normale du nombre de jours pluvieux, avec seulement deux années d'anomalie négative (i.e. 1966 et 1968).

c) Nombre maximum de jours secs consécutifs

Le nombre maximum de jours secs consécutifs (CDD) ne présente pas de tendance marquée et statistiquement significative (i.e. augmentation d'environ 4 jours par décennie non statistiquement significative). Les anomalies positives les plus marquées se situent dans la deuxième partie des années 80. L'évolution de la longueur des séquences sèches semble être en phase avec l'évolution du nombre de jours de pluie, notamment durant le début des années 60 et la fin des années 80 où la diminution du nombre de jours pluvieux est souvent accompagnée d'une augmentation du maximum de jours secs consécutifs et inversement. Par contre, ce n'est pas le cas lorsqu'on tient compte de l'ensemble des stations disponibles au Sahel (cf Gachon *et al.*, 2007).

d) Intensité de précipitation par jour de pluie

Les anomalies de l'intensité moyenne de précipitation sont le plus souvent en phase avec l'évolution de l'écart type de ce même indice (SDII). Toutefois, il ne semble pas

y avoir de tendance marquée, avec une pente proche de 0 dans les deux cas. Ceci confirme que pour cette station, la diminution de la précipitation totale est plutôt due à la baisse du nombre des événements pluvieux plus qu'à une diminution de l'intensité de la pluie lorsqu'elle survient. Cependant, il est intéressant de noter que certaines années se distinguent de ce portrait général. Par exemple, l'année 1988, qui présentait une précipitation moyenne près de la normale avec une forte anomalie négative du nombre de jours de pluie, témoigne dans ce cas d'une forte anomalie positive de l'intensité moyenne de précipitation et des séquences sèches. Dans ce cas, la plus forte intensité de précipitation durant cette année a largement compensé la forte diminution du nombre de jours pluvieux dans le total saisonnier ou annuel, lequel s'est maintenu près des valeurs normales.

- e) Indices d'extrêmes : 90^e centile, maximum du cumul de précipitation sur 3 jours consécutifs et pourcentage de jours > 90^e centile de la période 1961-1990

Les anomalies interannuelles des trois indices d'extrêmes de précipitation sont le plus souvent en phase avec les fluctuations de l'intensité moyenne de précipitation (surtout sur la période 1975-1985), confirmant que l'intensité moyenne est essentiellement déterminée par les précipitations extrêmes. Ceci est encore plus évident dans l'analyse complète des 244 stations au Sahel (cf. Gachon *et al.*, 2007).

Anomalie pour saison "Avril-Octobre" des indices à Gourcy, Burkina-Faso

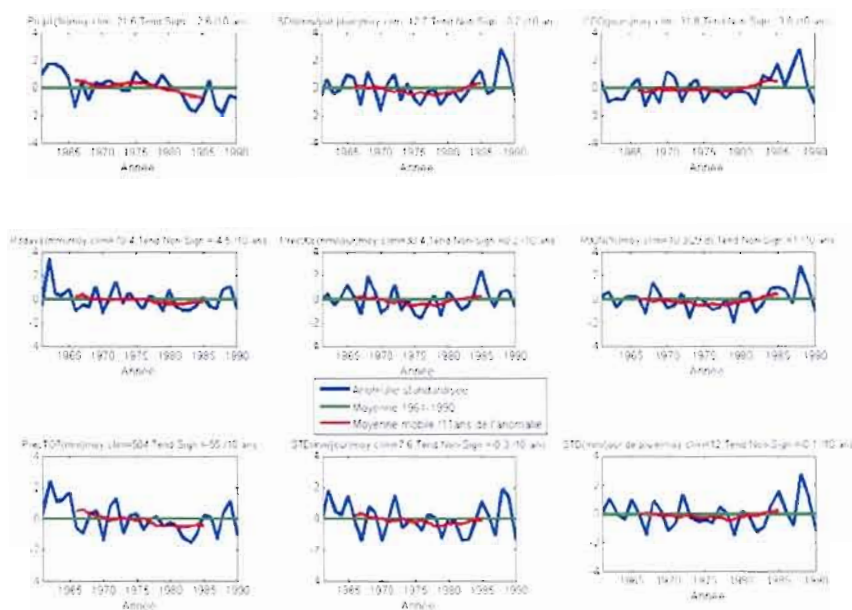


Figure 1.8 Anomalies normalisées par l'écart-type des indices suivants calculées à partir de la précipitation quotidienne d'avril à octobre : a) la fréquence du nombre des jours de précipitation (seuil ≥ 1 mm); b) l'intensité moyenne par jour de pluie; c) le nombre maximum de jours secs consécutifs; d) la quantité maximale de précipitation sur 3 jours consécutifs; e) le 90e centile de précipitation; f) le nombre de jours qui dépassent le 90e centile de précipitation par rapport à la période 1961-1990; g) la quantité totale de précipitation; h) l'écart-type intra-saisonnier; h) l'écart-type intra-saisonnier des précipitations ≥ 1 mm. Les lignes bleues indiquent l'anomalie pour chaque année et la ligne rouge, la moyenne mobile sur 11 ans. En haut de chaque figure apparaît la moyenne climatique (1961-1990) et la valeur de la pente de Sen (Tendance Significative=Tend.Sign. et Non-Significative=Tend. Non-Sign.); l'existence d'une tendance est identifiée par la méthode de Kendall (pour plus de détails cf Gachon *et al.*, 2007).

Afin de mettre plus en évidence l'évolution interannuelle de la part relative des quantités de précipitations intenses (i.e. 20 mm/jour et plus) sur le cumul total annuel, la figure 1.9 présente cet autre indice. En moyenne, la part de ces précipitations dans le total annuel est de 52% (ligne verte dans la figure 1.9 comme suggéré à la section 1.1.2), mais celle-ci varie très fortement d'une année à l'autre. En effet, celle-ci peut

atteindre 70% comme en 1988 par exemple (cf remarques précédentes et figure 1.8), ou diminuer à seulement 35% comme en 1967. Comme en témoigne cette figure, les années 70 et le début des années 80 ont connu des contributions systématiquement plus faibles que pour les autres décennies ou années dans la précipitation totale. Elles correspondent d'ailleurs aux années les plus sèches déjà suggérées précédemment.

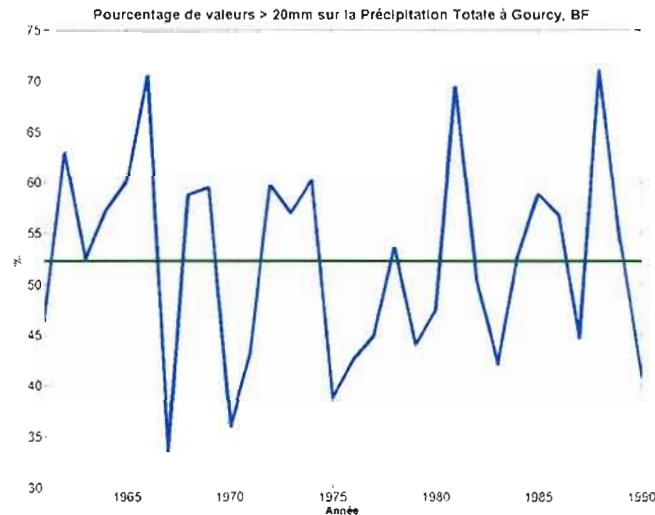


Figure 1.9 Évolution du pourcentage des valeurs de précipitations > 20 mm/jour contribuant au cumul annuel de précipitation établie sur la période 1961 à 1990.

En plus des indices précédemment analysés, la variabilité interannuelle des dates de début et de fin de mousson (et de sa longueur) est également présentée à la figure 1.10 (toujours pour la station de Gourcy). À l'analyse de cette figure, on observe de fortes fluctuations interannuelles comme pour les autres indices analysés précédemment. Par exemple les années 1963 et 1976 sont marquées par une anomalie négative de la date de début (i.e. la saison de pluie a commencé beaucoup plus tôt que la normale) et une anomalie positive de la date de fin (i.e. la saison de pluie s'est terminée un peu plus tard que la normale), ce qui se traduit par une forte anomalie positive dans la longueur de la saison de mousson. De manière générale, moins du tiers des années ont une date de début et de fin ainsi qu'une longueur de saison de

pluie près de la normale, la grande majorité des années constituant soit des anomalies positives ou négatives majeures. Toutefois, compte tenu de cette forte variabilité interannuelle, aucune tendance marquée n'est détectée concernant cet indice. Ainsi, comme on l'a suggéré précédemment, une importante diminution de la fréquence des événements pluvieux a contribué à la recrudescence des séquences sèches et à une baisse marquée du cumul total des précipitations saisonnières dans cette région, durant la période 1961-1990. Cependant, la longueur de la saison de mousson, ainsi que l'intensité et les extrêmes de précipitation ne semblent pas avoir été affectés par un changement majeur et statistiquement significatif dans le même temps.

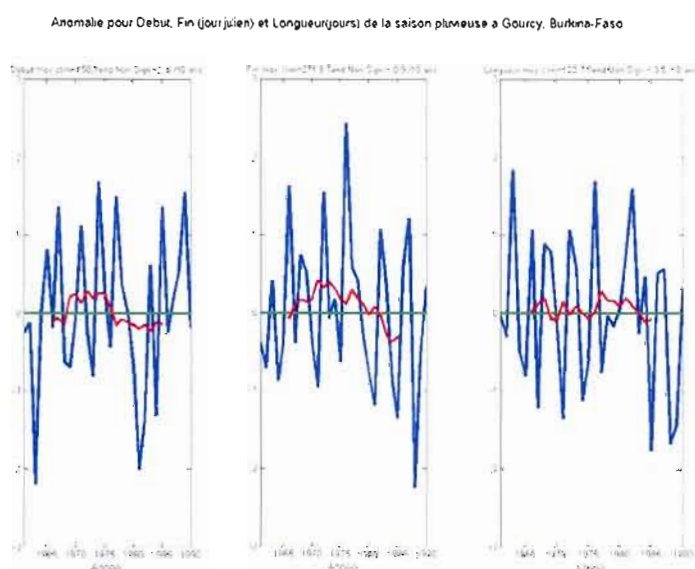


Figure 1.10 Anomalies normalisées par l'écart-type des indices suivants calculées à partir de la précipitation quotidienne annuelle : a) Début de la saison pluvieuse (en jour julien); b) Fin de la saison pluvieuse (en jour julien); c) Longueur de la saison pluvieuse (i.e. différence entre la fin et le début) (en jours); L'algorithme utilisé pour déterminer les dates du début et de la fin est montré dans la section précédente. Les lignes bleues indiquent l'anomalie pour chaque année et la ligne rouge, la moyenne mobile sur 11 ans. En haut de chaque figure apparaît la moyenne climatique (1961-1990) et la valeur de la pente de Sen (Tendance Significative=Tend.Sign. et Non-Significative=Tend. Non-Sign.); l'existence d'une tendance est identifiée par la méthode de Kendall.

1.2 Mécanismes responsables de la mousson Ouest africaine

Même si les facteurs responsables de la variabilité de la saison des pluies restent encore mal connus, des études récentes ont permis de mettre en évidence des structures dynamiques inter-reliées à l'échelle synoptique (ZCIT et Jet d'Est Africain), à l'origine de la mousson Ouest-Africaine (Sultan et Janicot, 2003). Cette dynamique est fortement influencée par les fluctuations des températures de surface de l'océan (TSO), qui module les échanges océan-atmosphère et les gradients de température terre-océan dans la région Ouest Africaine, de même que les interactions avec les processus de surface continentaux selon la nature des sols. Dans la suite, la dynamique atmosphérique influençant la mise en place de la mousson ouest africaine est présentée. Le rôle déterminant joué par le déplacement inter-hémisphérique de la ZCIT est tout d'abord décrit, et est suivi par une section sur les caractéristiques des interactions avec le Jet d'Est Africain, et leurs effets potentiels sur la mise en place du régime humide.

1.2.1 La mousson et le déplacement saisonnier de la ZCIT en Afrique de l'Ouest

Au Sahel, le soleil parvient au zénith deux fois par année et le maximum d'insolation associé favorise la mise en place d'une circulation atmosphérique saisonnière. Lors du minimum d'ensoleillement, durant l'hiver boréal, le centre de l'Afrique du Nord est recouvert d'une haute pression en moyenne (dans la basse troposphère), avec des vents associés soufflant le plus souvent du Nord-Est (vents dénommés Harmattan, cf figure 1.11a). En été boréal, le maximum d'ensoleillement favorise la présence d'une basse pression thermique au-dessus du Sahara dans les bas niveaux (aux environs de 20°N, cf figure 1.11b), surmontés par une zone de haute pression et le Jet d'Est tropical (Cook, 1999; Chen, 2005). Suivant le déplacement du maximum d'ensoleillement, la structure ZCIT migre vers le Nord en été boréal, ou vers le Sud

en hiver boréal, suivant la position plus septentrionale ou plus méridionale des zones de basse pression tropicale sur le continent Africain, respectivement.

Ainsi, le surplus d'énergie solaire absorbé par la surface et bénéficiant à l'atmosphère des régions tropicales favorise un flux d'énergie net positif depuis ces zones en direction de chacun des pôles, via les circulations atmosphériques et océaniques à grande échelle. Dans l'atmosphère, la Circulation de Hadley constitue la zone de transport d'énergie principal des basses vers les moyennes latitudes (cf figure 1.12). En moyenne annuelle, elle est composée d'un mouvement ascendant de masses d'air dans la ZCIT près de l'Équateur, et d'une subsidence autour de 20° Nord et Sud. L'ascendance des masses d'air se produit dans la zone où le maximum d'énergie est dégagé via la convection humide, nommément la ZCIT. Comme le montre la figure 1.12, la ZCIT est caractérisée par des mouvements ascendants très intenses. En moyenne annuelle et globale, elle se situe autour de l'équateur, en hiver boréal autour de 5-10°S, et en été boréal autour de 5-10°N. Ainsi, le déplacement saisonnier de la cellule de Hadley conditionne les principales caractéristiques des mouvements atmosphériques en moyenne zonale dans les régions tropicales.

Superposée à la migration de la structure ZCIT, la mousson est constituée premièrement d'un apport d'air humide de l'océan vers le continent, et deuxièmement, elle est directement et indirectement influencée par le surplus d'énergie solaire reçue en été. Cet apport d'air maritime favorise en effet la convection humide et donc les précipitations. En Afrique de l'Ouest en été, l'apport horizontal d'humidité a ses origines dans les alizés soufflant vers le Nord-Ouest dans l'hémisphère Sud. En traversant l'équateur, ils sont déviés vers la zone de basse pression saharienne et via la force de Coriolis (qui change de signe) vers le Nord-Est, et apportent l'humidité sur le continent africain. L'existence d'un régime de mousson est donc possible uniquement aux tropiques, avec, dans le cas de l'Afrique de l'Ouest, la présence de l'océan au Sud et d'une large masse continentale au Nord (recouverte en majeure partie par le désert du Sahara), au-dessus de laquelle la convection humide peut s'installer.

En Afrique de l'Ouest, la ZCIT est située aux environs de 2°N en hiver boréal, ne permettant pas d'initier la mousson dans la région Sahélienne (figure 1.11a). Les alizés ne dépassent pas les latitudes de 10°N alors que les vents de l'Harmattan du Nord-Est chauds et secs, soufflant depuis le Sahara, inhibe la formation de précipitation au Sahel. En été par contre, la ZCIT migre jusqu'aux environs de 10°N en moyenne, avec l'ensemble de la cellule de Hadley (figure 1.12). Via cette nouvelle configuration, les vents du Sud-Ouest (figure 1.11b) pénètrent ainsi jusqu'aux régions Sahélienne et ne rencontrent les vents du Nord-Est qu'autour de 20 °N. Ceci permet donc d'initier la mousson et la saison pluvieuse au Sahel.

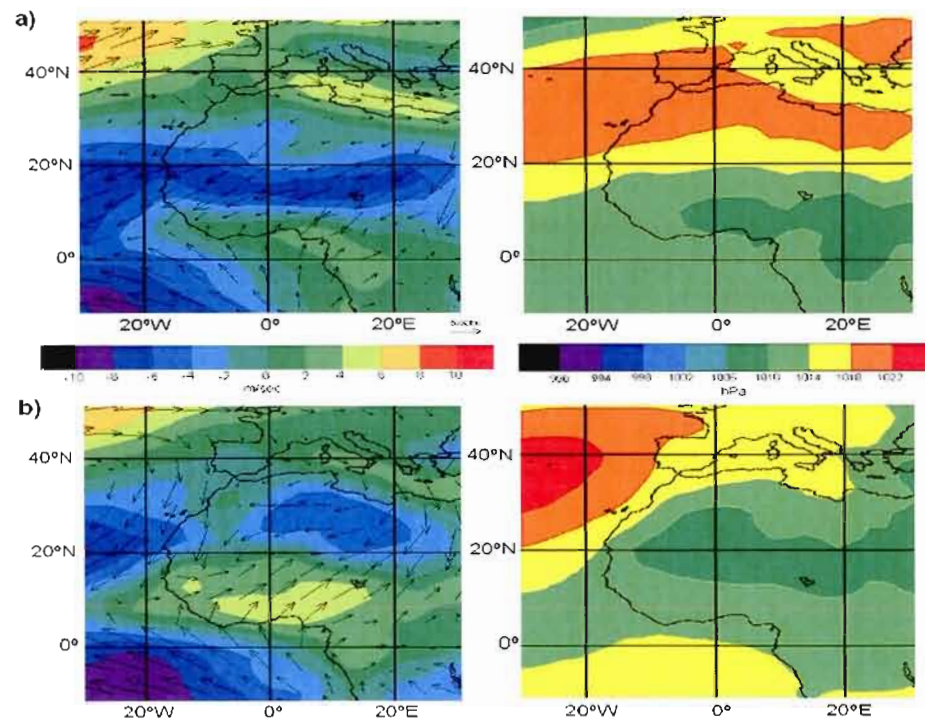


Figure 1.11 Moyennes saisonnières des vents à 925 hPa (vitesse en m.s-1 et direction sous forme de flèche et intensité de la composante zonale en couleur, panneaux de gauche) et de la pression au niveau moyen de la mer (en hPa, panneaux de droite) en a) Hiver et b) Été. Les valeurs saisonnières moyennes ont été établies à partir des réanalyses NCEP (Kistler *et al.*, 2001) sur la période 1961-1990.

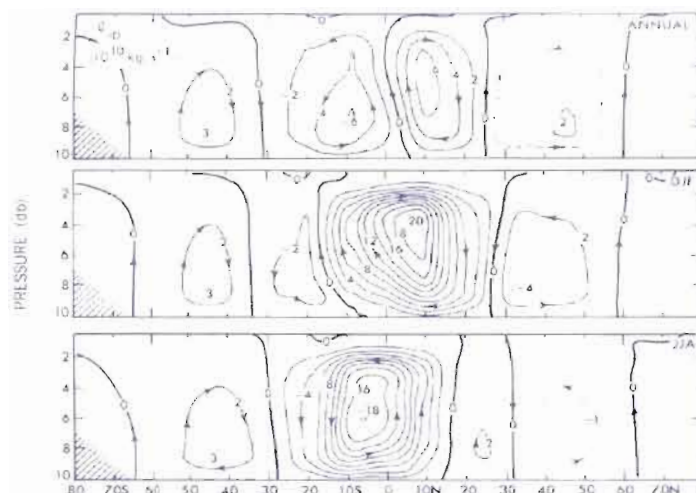


Figure 1.12 Coupe méridienne des lignes de courant moyen ($10^{10} \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$) en moyenne annuelle (panneau du haut), en hiver (DJF, panneau du milieu) et en été (JJA, panneau du bas), tiré de Peixoto et Oort (1992).

1.2.2 Le rôle de l'interaction entre la ZCIT et le Jet d'Est Africain dans la mise en place de la mousson au Sahel

En plus de la structure générale moyenne décrite ci-dessus, la mise en place du cœur de la mousson en Afrique sahélienne est également initiée par une perturbation de la circulation méridienne de l'atmosphère, associé au Jet d'Est Africain (JEA), résultant du déplacement de la structure verticale de la cellule d'Hadley vers le Nord, et de l'arrivée de la ZCIT vers sa position d'équilibre à environ 10°N (Sultan et Janicot, 2003). Suivant cette dynamique atmosphérique (figure 1.13), les premières pluies apparaissent en avril-mai, et sont suivies d'une courte période plus ou moins sèche, puis du cœur de la saison pluvieuse durant les mois de juillet-août. Les mois de septembre-octobre correspondent à la redescente de la ZCIT vers le Sud et d'une diminution de la pluviosité avant l'installation de la période sèche proprement dite, de novembre à mars.

L'installation de la ZCIT vers 10°N est ponctuée par une rupture ou une pause dans la migration vers le Nord, celle-ci se situant à 5°N en mai et en juin. Elle subit alors une

amplification de la convergence des vents à tous les niveaux à la verticale et particulièrement entre 700 et 600 hPa, suite à l'affaiblissement de la convection profonde et des premières pluies au Sahel (Sultan *et al.*, 2003). Comme l'explique ces auteurs, durant les deux semaines de cette phase d'amplification, on observe une intensification de la circulation cyclonique et de la convection sèche à environ 17.5°N et jusqu'à 600 hPa, produite par la dépression thermique présente au sud de Sahara. À cette latitude, avec le renforcement de la branche ascendante de Hadley, la composante méridienne du vent venant du Sud s'accélère dans les basses couches et celle venant du Nord autour de 600 hPa, favorisent le blocage de la convection profonde, en apportant de l'air sec du Sahara. L'accélération du JEA dans la circulation zonale est associée à une intensification de la subsidence dans les couches de la troposphère moyenne jusqu'à 850 hPa, au Nord de la ZCIT ayant également pour résultat d'affaiblir la convection profonde.

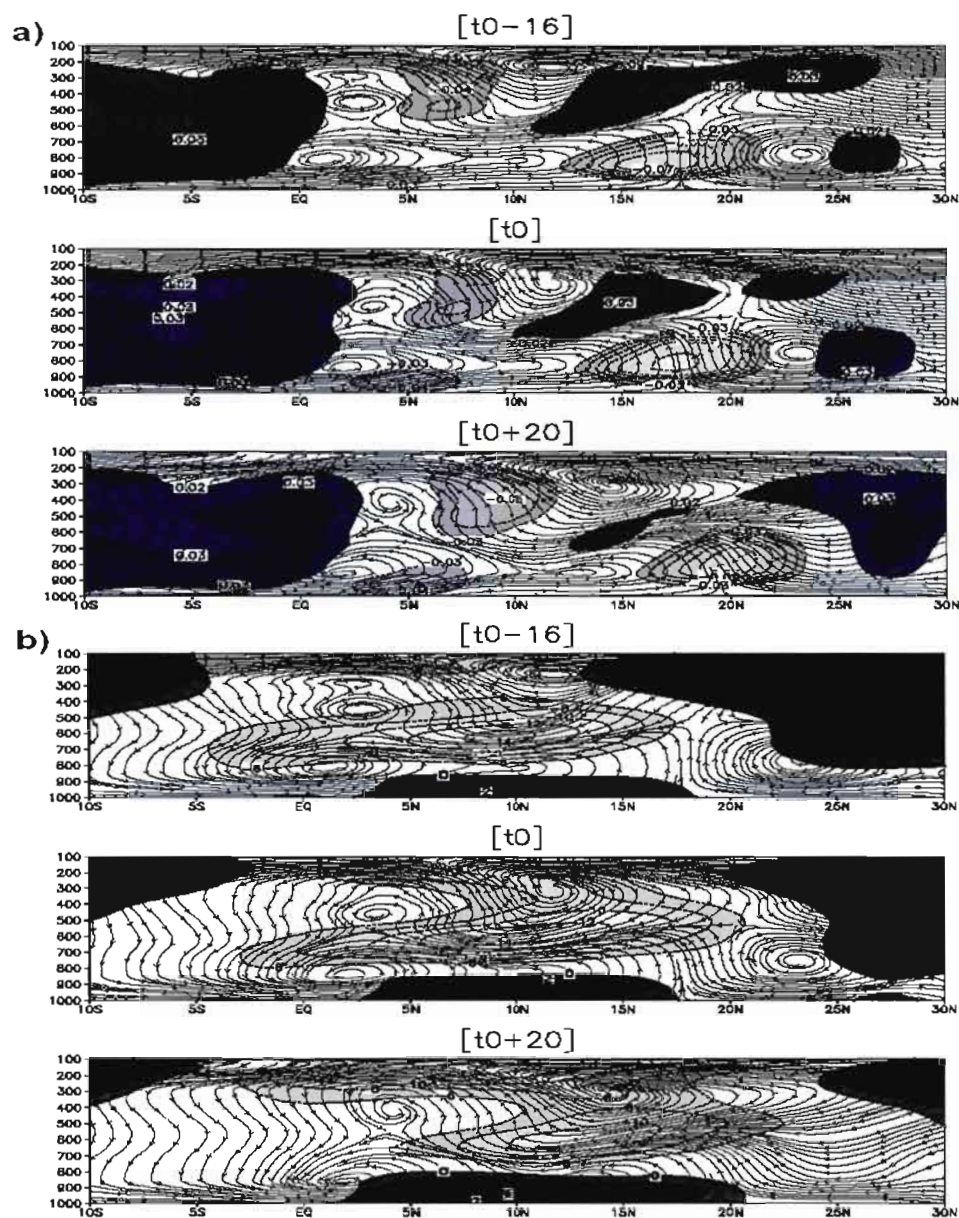


Figure 1.13 Coupes méridiennes de a) la composante verticale du vent (en Pa.s-1 en teinte de gris) et b) de la composante zonale (en m.s-1) et de la circulation atmosphérique à partir des composantes méridiennes et verticales du vent (lignes de flux) pour les dates t_0-16 , t_0 , et t_0+20 jours de la structure composite moyenne entre 1968 et 1990. t_0 représente la date lorsque ZCIT amorce son déplacement. Les données de vent sont lissées sur une fenêtre temporelle de 11 jours par les moyennes mobiles (tirée de Sultan, 2002).

Le renforcement du JEA est régulièrement associé à l'intensification des vents d'Est aux niveaux 500, 600 et 700 hPa. D'autre part, l'amplification des vents d'Ouest dans les basses couches à environ 10°N, amènent l'air humide vers la région sahélienne depuis le Golfe de Guinée ou l'océan Atlantique (cf figure 1.13b). Progressivement, l'augmentation du flux zonal de mousson et le renforcement du JEA, créent un cisaillement vertical entre les niveaux 925 et 600-hPa, renforçant les conditions favorables à la convection locale. Durant les mois de juillet et d'août, l'évolution de la circulation amène le système à se déplacer vers le Nord avec la structure ZCIT, c'est-à-dire vers sa position d'équilibre à environ 10°N. Durant cette période, la circulation associée à la cyclonisation et à la convection sèche s'est également déplacée vers le Nord à environ 20°N. L'augmentation des advections zonales d'humidité près de la surface et l'augmentation concomitante de l'épaisseur du flux de mousson renforcent la convection profonde autour de la latitude de 10°N, marquant ainsi le cœur de la saison des pluies en Afrique sahélienne.

En définitive, durant toute la saison de mousson (essentiellement d'avril à octobre), la précipitation est essentiellement dominée par des systèmes convectifs apparaissant à meso-échelle et variablement alimentée par des apports verticaux d'humidité depuis la surface, en plus des apports horizontaux depuis le Golfe de Guinée (cf Sultan et Janicot, 2003). Par conséquent, en plus de la circulation synoptique, d'autres facteurs comme le relief et les caractéristiques du sol (surtout le contenu en eau du sol et la présence/absence de végétation) influencent le régime pluviométrique à l'échelle régionale voire locale.

1.3 Les méthodes de DS développées pour la précipitation quotidienne et les applications/évaluations en zone tropicale

Parmi les méthodes disponibles pour développer des informations climatiques à haute résolution spatiale, deux grandes techniques existent : les méthodes de mise à l'échelle ou de « downscaling » statistique (DS, cf. Wilby *et al.*, 2004) , ou les

méthodes de réduction d'échelle ou de « downscaling » dynamique (à savoir les modèles régionaux du climat) qui offrent une résolution plus élevée que les MCG mais sur une portion limitée du globe (cf. Mearns *et al.*, 2003). Les méthodes de mise à l'échelle statistique reposent sur le principe que le climat régional ou local est conditionné par deux facteurs, soit: l'état climatique à grande échelle et les caractéristiques physiographiques régionales ou locales (c'est-à-dire la topographie, la distribution terre/océan ou l'utilisation du sol; von Storch *et al.*, 1993). Chacune des deux techniques possèdent leurs avantages et leurs inconvénients. Le principal avantage des MRCs est leur capacité à représenter les processus atmosphériques à méso-échelle, et une meilleure prise en compte des facteurs régionaux responsables en partie des caractéristiques des variables climatiques d'intérêt comme la précipitation. Par exemple, les MRC permettent de mieux reproduire la topographie à l'échelle régionale et son influence sur la précipitation par rapport à un MCG. Cependant, une limitation des MRCs est leur coût de calcul important, et donc les simulations disponibles sont le plus souvent limitées. En outre, les MRCs ne peuvent pas corriger les biais issus des MCG utilisés comme conditions atmosphériques voire océaniques aux frontières du modèle régional. Un des avantages premiers des techniques de mise à l'échelle statistique par rapport aux méthodes dynamiques est qu'elles ne sont pas coûteuses d'un point de vue du temps de calcul, et qu'elles peuvent rapidement être appliquées à partir des différentes simulations de modèles climatiques globaux. Toutefois, l'une des limites du DS est que les relations statistiques permettant d'établir le lien entre les variables prédicteurs et le prédicand dans le climat actuel restent valables dans les conditions futures du climat. Cette hypothèse reste difficile voire impossible à vérifier dans le futur.

Dans cette section, différents types de méthodes de DS sont brièvement présentés en mettant l'accent sur la méthode utilisée dans notre étude, qui repose sur la régression linéaire multiple combinée à un générateur stochastique. Un survol des études récentes utilisant des méthodes de DS pour simuler la précipitation dans les régions tropicales sera également présenté.

1.3.1 Le concept général du « Downscaling » Statistique

Les techniques de DS consistent à établir les relations empiriques entre le prédicteur et les variables à grande échelle ou prédicteurs. Les données observées fournissent l'information sur le prédicteur et les prédicteurs sont au préalable sélectionnées à partir des séries de réanalyses disponibles afin de calibrer dans un premier temps la relation statistique (von Storch *et al.*, 1993; Wilby *et al.*, 2004; Goodess *et al.*, 2005). Une fois les relations empiriques établies, celles-ci sont ensuite appliquées en utilisant des champs atmosphériques issus des simulations des MCGs afin de construire des scénarios de changements climatiques à l'échelle locale. L'utilisation des données observées permet de prendre en compte explicitement certaines des particularités physiographiques locales, non prises en compte dans les MCGs (ex. la topographie, la végétation, les zones de discontinuité terre-océan, etc.).

En considérant la validité de l'hypothèse de base sur la stabilité de la relation statistique prédicteurs/prédicteur et du fait de la nécessité le plus possible d'utiliser une combinaison pertinente de prédicteurs (issus des variables dynamiques et thermodynamiques) afin de tenir compte des changements potentiels des éléments du climat liés à l'effet d'augmentation des gaz à effet de serre, le choix des prédicteurs nécessite d'être bien fondé et constitue une étape cruciale dans le processus de DS. En effet, le lien statistique doit permettre d'établir un lien physique plausible, et les prédicteurs doivent permettre de capturer le signal de changements climatiques à long terme, à l'échelle régionale voire locale. De plus, il est essentiel de s'assurer de la disponibilité et de la fiabilité des prédicteurs issus des simulations des MCGs.

En résumé, les principaux avantages du DS sont les suivants:

- Permet de générer une information climatique à l'échelle de la station à partir des sorties de MCG (Wilby *et al.*, 2004);
- Peu coûteux d'un point de vue temps de calcul et facilement transférables d'une région ou d'une station à l'autre, dans la mesure de la disponibilité des

données observées (Xu, 1999; Zorita et von Storch, 1999; Hellstrom *et al.*, 2001; Wilby *et al.*, 2002a)

- Permet de générer des simulations d'ensemble et à partir de plusieurs scénarios d'émission de gaz à effet de serre facilitant ainsi l'analyse de risques et la quantification des incertitudes associées, et notamment pour des applications rapides en hydrologie et en agriculture (Semenov, 2007; Wilby *et al.*, 2002b)
- Permet de générer la précipitation quotidienne avec des caractéristiques statistiques relativement réalistes (Xu, 1999; Wilby *et al.*, 2002a);
- Permet d'« interpoler » les simulations météorologiques aux endroits non observés (Semenov *et al.*, 1998);
- Possibilité de développer des informations climatiques en plusieurs sites simultanément (Wilby *et al.*, 2003);
- Permet une approche hybride de « downscaling » statistique et dynamique, en utilisant des prédicteurs à méso-échelle issus d'un ou des MRCs (von Storch *et al.*, 2000 ; IPCC, 2001).

Les limitations des méthodes de DS sont :

- Les applications sont limitées aux sites observés et pour des variables et des saisons où le climat local est fortement conditionné par les variables à grande échelle (Xu, 1999);
- Nécessité d'avoir de longues séries d'observations afin de calibrer le modèle (Xu, 1999), et également des données observées de qualité (Wilby *et al.*, 2002b);
- La performance des modèles de DS est affectée par le choix judicieux des variables prédicteurs (Wilby *et al.*, 2002b);
- La stationnarité temporelle dans la relation empirique peut s'avérer une limite quant à la prise en compte des facteurs reliés aux changements des variables locales (Hay et Clark, 2003).

1.3.2 Les différentes méthodes de DS

Trois grandes familles de méthodes de DS existent telles que suggérées dans le guide récent publié par l'IPCC (e.g. Wilby *et al.*, 2004) :

- Type de Temps (Weather Typing) :

Cette méthode repose sur l'hypothèse d'une discrimination possible des différents types de circulation atmosphérique selon leurs caractéristiques, et leurs effets potentiels sur les variables de surface. Par exemple, le lien entre l'occurrence et l'intensité de la précipitation est établi en tenant compte de différents régimes météorologiques observés dans le passé récent (Conway *et al.*, 1996). Une des limitations de cette méthode est la subjectivité de la classification des types de temps.

- Générateur stochastique de séquences météorologiques (Stochastic Weather Generator) :

Les générateurs stochastiques de climat consistent à produire des séries journalières synthétiques en un seul site (Wilks et Wilby, 1999) ou en plusieurs sites simultanément. Ces techniques impliquent en premier lieu la modélisation de l'occurrence des précipitations (via le plus souvent l'utilisation des chaînes de Markov, cf Richardson, 1981), puis la modélisation de l'intensité des précipitations à l'aide d'une reconstruction de la distribution de fréquence des précipitations. Par conséquent, il est possible de générer des scénarios de changement climatique aléatoirement, en utilisant le lien entre les paramètres du modèle stochastique et les changements de la variable correspondante telle que prévue par un MCG. Les générateurs stochastiques de climat sont capables de reproduire les caractéristiques statistiques observées des variables journalières à l'échelle locale, mais la définition des paramètres du modèle peut être encore considérée comme subjective (cf Wilby *et al.*, 2004). Par exemple, les changements des paramètres du modèle dans l'occurrence des jours secs/humides peuvent affecter les simulations des variables comme la

température et la radiation avant même que les modifications soient appliquées aux paramètres de ces variables. De plus, les chaînes de Markov souvent sous-estiment la variabilité temporelle et la persistance des précipitations. Même si ces méthodes sont capables de répliquer les statistiques comme la moyenne et la variabilité, la séquence des événements observés ne peut pas être reproduite.

- Méthode de régression :

Les méthodes basées sur la régression permettent d'établir une relation linéaire entre les prédicteurs à grande échelle et les paramètres à l'échelle locale (ex. du modèle SDSM développé par Wilby *et al.*, 2002a). Ces techniques sont généralement simples à utiliser, mais leur application reste limitée aux sites échantillonnés et nécessite que les relations prédicteurs-prédictand soient bien établies et précises. La relation prédicteurs-prédictand peut être développée à partir de différentes fonctions mathématiques (Wilby *et al.*, 2002b), soit par exemple:

1. La Régression Linéaire Multiple (RLM) avec laquelle l'information climatique générée est le plus souvent à l'échelle quotidienne, mais également à l'échelle saisonnière ou annuelle (Enke et Spekat, 1997; Wilby, 1998; Von Storch *et al.*, 2000; Hellstrom *et al.*, 2001; Huth *et al.*, 2001; Palutikof *et al.*, 2002; Wilby *et al.*, 2003; Linderson *et al.*, 2004; Huth et Pokorna, 2004) ;
2. L'Analyse en Corrélation Canonique (ACC) est appliquée généralement à l'échelle mensuelle, saisonnière ou annuelle (von Storch *et al.*, 2000; Trigo et Palutikof, 2001; Huth et Pokorna, 2004) ;
3. L'Analyse en Composante Principale (ACP) ou l'utilisation des Fonctions Empiriques Orthogonales (FEO) (von Storch *et al.*, 2000; Buishand et Brandsma, 2001; Huth et Pokorna 2004 ; Zorita et von Storch, 1999 ; Biau *et al.*, 1999; Linderson *et al.*, 2004) ;
4. L'approche mixte de Classification et de Régression (CART) (Hughes *et al.*, 1993; Zorita *et al.*, 1995) ;

5. La décomposition en valeurs singulières (Singular Value Decomposition, SVD) (Huth et Pokorna, 2004) ;
6. Les approches non linéaires via les réseaux de neurones artificiels et le « Fuzzy-rule based approach » (Wilby, 1998; Trigo et Palutikof, 1999; Stehlik et Bardossy, 2002; Hewitson et Crane, 1996; von Storch *et al.*, 2000; Huth et Pokorna, 2004 ; Harding, 2006).

En résumé, les méthodes de régression utilisées pour le « downscaling » sont relativement rapides à appliquer et nécessite un coût de calcul moindre que les approches de DD. Ceci permet aux utilisateurs de développer un grand nombre de simulations et ainsi d'investiguer les caractéristiques statistiques détaillées de la variable d'intérêt. Par ailleurs, les méthodes de DS prennent en compte les conditions météorologiques propres à la station d'étude, ce qui permet de générer des simulations consistantes avec les observations à l'échelle locale (Hellstrom *et al.*, 2001).

1.3.3 Applications du DS pour la simulation de la précipitation en régions tropicales et/ou sahéliennes

a) Utilisation de diverses méthodes de DS

Diverses études récentes ont permis de comparer les méthodes de « downscaling » statistique, comme celles réalisées en Europe dans le cadre du projet STARDEX (cf Haylock *et al.*, 2006; Schmidli *et al.*, 2007; Goodess *et al.*, 2005), en Asie (cf Li *et al.*, 2005), en Amérique du Sud (cf Christopher, 2001), au Canada (cf Gachon *et al.*, 2005; Dibike *et al.*, 2008; Gachon et Dibike, 2007) et quelque unes plus rares en Afrique (cf Landman *et al.*, 2001). Toutefois peu d'études utilisant des techniques de DS ont été réalisées en Afrique de l'Ouest. L'étude de Ndiaye (2001) en plein cœur de la région Sahélienne a permis de tester deux méthodes utilisant les approches de FEO et de SVD sur les composantes méridiennes et zonales du vent à 850 hPa influençant certains prédictors. Celle-ci a permis d'améliorer la simulation de la

précipitation par rapport au MCG, et plus précisément le MCG allemand ECHAM. D'après cette étude, la performance de la technique SVD semble meilleure que celle de FEO. Landman *et al.* (2001) ont également utilisé les techniques de DS à l'échelle mensuelle, afin de simuler la précipitation à l'échelle régionale en Afrique du Sud. Ces auteurs ont conclu que la simulation des événements extrêmes est réalisable. Les variables prédicteurs pertinentes utilisées dans cette étude étaient la pression au niveau moyen de la mer, ainsi que différentes variables de circulation à 500-hPa. Mutemi (2001) a pour sa part testé les méthodes de FEO et SVD en Afrique de l'Est et a conclu qu'une amélioration remarquable a été obtenue par rapport au MCG à l'échelle locale. Christopher (2001) a également testé les méthodes de FEO et SVD dans le Nord du Brésil, où la saisonnalité des précipitations est concentrée sur les mois d'hiver. Il a conclu que ces méthodes ont un potentiel non négligeable afin d'améliorer l'habileté des MCGs à générer des informations climatiques pertinentes à l'échelle locale. Li *et al.* (2005) ont quant à eux testé les mêmes deux méthodes mais dans le Sud de la Chine et dans la région de Taiwan, où un régime de pluie contrasté été/hiver existe, similaire à celui du Sahel. Ils ont conclu que la variabilité décennale est plus ou moins bien prise en compte dans le processus de mise à l'échelle, et que ceci affecte fortement la performance du DS.

Kidson et Thompson (1998) ont comparé un modèle statistique de régression avec un MRC dans le contexte actuel (c'est-à-dire dans les conditions climatiques actuelles), en Nouvelle Zélande. Les deux types de modèles montrent des habiletés similaires à reproduire les anomalies des précipitations pour différentes stations. Lim *et al.* (2006) ont montré que le DS améliore la simulation de la précipitation en Australie, par rapport aux sorties des MCGs.

Schmidli *et al.*, (2007) ont comparé six modèles statistiques (méthodes de régression, weather typing, générateurs stochastiques de climat et approches de désagrégation spatiale) avec trois MRCs afin de reproduire les statistiques observées de la précipitation journalière dans les Alpes Européennes. L'évaluation a montré que les modèles de DS et les MRCs ont tendance à avoir des biais comparables, mais les

modèles de DS sous-estiment fortement l'amplitude des variations interannuelles. En hiver, sur les terrains complexes, les MRCs permettent d'obtenir de meilleurs résultats que les méthodes de DS. Sur les terrains relativement peu accidentés, les différences sont moindres, surtout en été. Hellstrom et Chen (2003) ont quant à eux utilisé les variables prédictes issues de MRCs et celles issues des MCGs afin de piloter un modèle statistique de régression linéaire multiple, afin de simuler la précipitation mensuelle en Suède. Les résultats ont montré une légère amélioration des simulations du cycle saisonnier de la précipitation quant à l'utilisation des prédictes du MRC comparé aux prédictes de MCG.

Finalement, dans une étude plus récente sur l'Afrique de l'Ouest, Paeth *et al.* (2005) ont appliqué un modèle de « downscaling » dynamique à la résolution horizontale de 0.5° , ce qui a permis de mieux reproduire certains mécanismes de mousson à méso-échelle, par rapport aux modèles globaux du climat.

b) Prédictes pertinents et leur combinaison optimale dans le DS

Alors que de nombreux travaux ont permis le développement de diverses méthodes de « downscaling » statistiques pour différentes régions du globe (e.g. Pandey *et al.*, 2000; Penlap *et al.*, 2004; Kettle and Thompson, 2004; Beckmann and Buishand, 2003; Busuioc *et al.*, 2001; Wilby *et al.*, 2003), peu de recherches systématiques ont été réalisées afin d'évaluer systématiquement la performance des prédictes comme données utilisées pour piloter les méthodes de DS (e.g. Winkler *et al.*, 1997; Charles *et al.*, 1999; Huth, 1999; Wilby and Wigley, 2000). Par conséquent, il est nécessaire d'investiguer plus profondément les variables prédictes potentielles (telle que suggérée par Wilby *et al.*, 2004), soit d'analyser les variables physiquement reliés aux caractéristiques du prédicand (précipitation) à l'échelle locale. Cavazos et Hewitson (2005) ont analysé les prédictes NCEP les plus pertinents pour le DS de la précipitation en 15 endroits différents du globe, en considérant divers régimes pluviométriques. Le géopotential et l'humidité dans la troposphère moyenne ont été retenues comme deux forçages principaux, de même que l'épaisseur de la troposphère

ainsi que la composante méridienne du vent à 850-hPa et à la surface, selon la région et la saison considérées. L'utilisation des prédictors suggérés a révélé une performance moindre aux tropiques et près de l'équateur (par rapport aux autres régions), en raison du rôle plus important joué par les processus de sous-échelle et la convection à méso-échelle. Les auteurs concluent qu'en général les modèles de DS proposés sous-estiment (surestiment) les plus fortes (faibles) quantités de précipitation, révélant ainsi la sensibilité du modèle de DS à la résolution spatiale des prédictors choisis.

En terminant, les objectifs de ce travail de recherche sont les suivants. En utilisant le cas d'une station située en zone sahélienne (Gourcy, Burkina Faso), deux méthodes de régression multi-linéaire SDSM (Wilby *et al.*, 2002a) et ASD (Hessami *et al.*, 2008) vont être évaluées. Notre étude évaluera également la pertinence de certaines variables dérivées et physiquement reliées à la précipitation en région sahélienne. Elles devraient permettre d'analyser, d'une part, à partir de variables synoptiques de NCEP (i.e. mode réanalyse), (i) l'intérêt d'utiliser une gamme plus vaste de prédictors dérivés et sur plus de niveaux dans l'atmosphère, (ii) l'intérêt d'utiliser une sélection des prédictors sur une base mensuelle versus sur une base annuelle, et d'autre part, à partir de variables synoptiques issues d'un MCG (i.e. mode climat), (iii) la possibilité d'utiliser de telles variables afin de générer une information climatique plausible et utile à l'échelle locale, dans le but ultime de générer des scénarios climatiques pertinents pour les études d'impacts en milieu sahélien.

2 MÉTHODOLOGIE

Comme suggéré dans la section précédente à propos de la forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations dans la région sahélienne, et notamment du rôle majeur exercé à l'échelle locale par les fluctuations dans la durée, l'intensité, et la fréquence des événements de précipitation qui sont essentiellement de nature convective et issus de processus organisés à méso-échelle, le recours à des méthodes de downscaling est nécessaire. En effet, comme l'ont suggéré les études de Bokoye *et al.* (2006) et de Gachon *et al.* (2007), la performance inadéquate des MCGs quant à la simulation du régime de précipitation au Sahel nécessite de considérer des approches alternatives pour raffiner l'information climatique générée à l'échelle locale. Dans cette section, les deux méthodes de DS basées sur la régression linéaire multiple et utilisées dans notre étude sont tout d'abord présentées.

En raison de la dépendance critique des techniques de DS vis-à-vis du choix des prédicteurs, une attention particulière a été consacrée afin d'une part, de développer les prédicteurs pertinents en liaison avec l'occurrence et l'intensité de la précipitation durant la saison de mousson, et d'autre part, de déterminer la méthode optimale de sélection temporelle de ceux-ci. En effet, comme la région d'étude est située en plein cœur de la zone sahélienne, soit la station de Gourcy (13,2°N-2,3°O) au Burkina Faso, le downscaling des quantités de précipitation dans un contexte semi-aride nécessite de regrouper les données par saisons ou par mois afin de s'assurer d'un nombre suffisant de jours humides pour la calibration du modèle. De plus, comme nous l'avons suggéré précédemment quant à la présence et/ou la migration de la structure ZCIT, ou les fluctuations du Jet d'Est Africain et/ou de la cellule de Hadley, les types de prédicteurs et leurs caractéristiques varient fortement au cours de l'année. Il peut donc s'avérer nécessaire d'effectuer une sélection temporelle appropriée des prédicteurs, soit sur une base saisonnière ou mensuelle, afin d'optimiser la simulation de la précipitation. Les variables prédicteurs utilisées dans notre étude proviennent de données disponibles de réanalyses, utilisées pour la calibration du DS, et de deux

MCGs afin d'évaluer la performance des champs simulés en mode climat et les incertitudes associées à chacune des sources de données utilisées en entrée. La deuxième sous-section présente ainsi plus spécifiquement la méthodologie entourant le choix des prédicteurs. Pour finir, les critères diagnostiques et statistiques utilisés pour évaluer et valider les deux méthodes de DS sont décrites.

2.1 Description des deux méthodes de DS : SDSM et ASD

Les deux modèles de DS utilisés pour la simulation de la précipitation journalière sont le «Statistical DownScaling Model (SDSM)» développé par Rob Wilby et Christian Dawson (Wilby *et al.*, 2002a) et le modèle «Automated Statistical DownScaling» (ASD) développé par Hessami *et al.* (2008). Le modèle SDSM est un logiciel accessible en accès libre (cf www.sdsml.org.uk/) et développé avec le langage «Visual Basic», avec une interface qui guide l'utilisateur dans les différentes étapes nécessaires au downscaling de la variable d'intérêt. ASD a été développé en Matlab et comprend également une interface facilitant le processus de mise à l'échelle et l'analyse des résultats produits. Ces deux modèles utilisent une régression linéaire multiple couplée à un générateur stochastique. La figure 2.1 montre les différentes étapes à suivre avec ces deux méthodes de DS afin de simuler la variable d'intérêt (c'est-à-dire la précipitation).

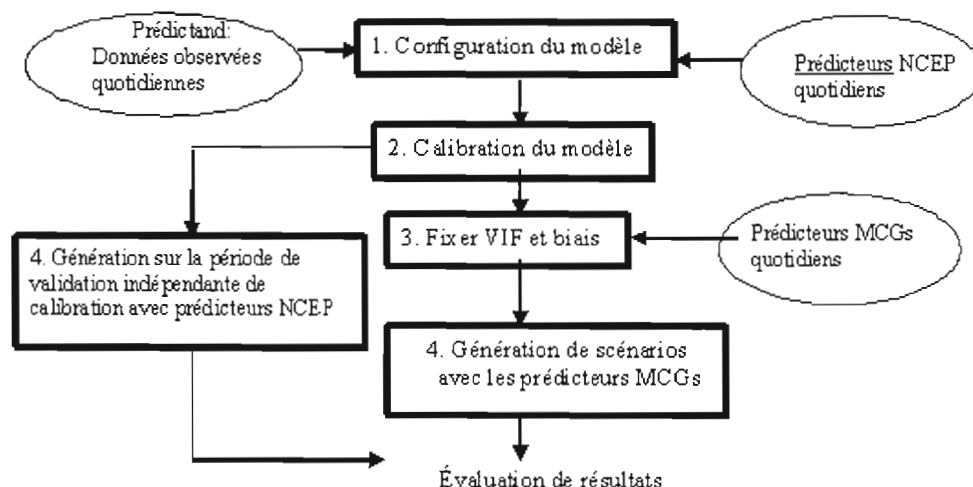


Figure 2.1 Schéma des différentes étapes nécessaires au DS à l'aide de SDSM et ASD. Les réanalyses NCEP (National Centers for Environmental Prediction; Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001) sont utilisées pour la calibration du modèle statistique. VIF signifie la « Variance Inflation Factor ».

Que ce soit pour le modèle SDSM ou pour le modèle ASD, le downscaling de la précipitation est un processus conditionnel, c'est-à-dire que la modélisation de la précipitation quotidienne implique deux étapes, soit (1) la modélisation de l'occurrence de la précipitation et (2) la modélisation de la quantité de précipitation, à partir des équations suivantes:

$$O_i = \alpha_0 + \sum_{j=1}^n \alpha_j p_{ij} + N(0, \sigma^2) \quad , \quad R_i^{0.25} = \beta_0 + \sum_{j=1}^n \beta_j p_{ij} + e_i \quad (2)$$

où O_i est l'occurrence quotidienne de précipitation, R_i est la quantité quotidienne de précipitation, p_{ij} sont les variables prédicteurs, n est le nombre des prédicteurs, α et β sont les paramètres du modèle, $N(0, \sigma^2)$ est un terme de « bruit » dont on suppose qu'il possède une distribution normale et e_i est un terme résiduel quotidien modélisé à l'aide de l'équation 3.

Une importante différence entre les deux modèles SDSM et ASD est dans la méthode de détermination du facteur aléatoire VIF (« Variance inflation factor ») et le calcul du biais (étape 3 dans la figure 2.1). De plus, dans l'étape 1 suggérée dans la figure

2.1, les prédicteurs NCEP sont sélectionnés de façon automatique dans ASD (à partir d'une régression descendante pas à pas, cf section ci-dessous) tandis que dans SDSM, c'est à l'utilisateur de sélectionner manuellement le choix des prédicteurs NCEP.

Une fois que la composante déterministe est obtenue (i.e. coefficients α et β dans l'équation 2), le terme résiduel e_i est modélisée en faisant l'hypothèse d'une distribution gaussienne :

$$e_i = \sqrt{VIF/12} z_i S_e + b \quad (3)$$

où z_i est une variable aléatoire avec une distribution normale, S_e est l'erreur standard de l'estimé, b est le biais du modèle et VIF est un facteur d'inflation de la variance.

Dans la suite, une description détaillée de chacun des deux modèles de « downscaling » statistique est présentée, en mettant l'emphase sur les principales dissemblances ou caractéristiques de chaque modèle quant à certaines fonctionnalités et à la procédure de sélection de prédicteurs notamment.

2.1.1 Le modèle SDSM version 3.1 (Wilby *et al.*, 2002a)

La version 3.1 de SDSM est utilisée dans notre étude. L'un des avantages de SDSM est son usage relativement simple, en réduisant le nombre de tâches pour procéder à la mise à l'échelle d'une série quotidienne (telle que suggérée à la figure 2.1), à partir des cinq étapes suivantes (cf. Wilby *et al.*, 2002a) :

1. Le contrôle de qualité et la transformation des données : cette étape permet de vérifier les données manquantes ou les données « erronées » (soit les valeurs aberrantes) et permet de transformer les «prédicands» préalablement à la calibration du modèle (c'est-à-dire via une transformation logarithmique, puissance, inverse, binomiale, etc.);
2. Sélectionner les prédicteurs : cette étape permet d'établir les relations empiriques entre les prédicteurs fournis au point de grille (comme la pression au niveau de la mer, le géopotential à 500-hPa, etc.) et les «prédicands»

locaux (comme la précipitation quotidienne observée à une station). Elle facilite le choix des prédicteurs appropriés à la mise à l'échelle de la précipitation en considérant les plus fortes corrélations partielles des prédicteurs et le jugement de l'utilisateur. Afin d'optimiser la partie déterministe du modèle de régression linéaire multiple, il est important d'éviter la colinéarité entre les prédicteurs. Ainsi, puisque la majorité des prédicteurs atmosphériques sont physiquement inter-reliés, un nombre réduit de prédicteurs est sélectionné telle que suggéré par Gachon *et al.* (2005);

3. La calibration du modèle : cette opération prend en considération le «prédicand» et la série de prédicteurs, et permet de calculer les paramètres de l'équation de régression linéaire multiple (cf équation 2). On peut sélectionner si la calibration se fait sur une base mensuelle, saisonnière ou annuelle, et si le processus est conditionnel ou inconditionnel. Dans le cas d'un processus inconditionnel (p. ex., pour la température), un lien direct est présumé entre les prédicteurs et le «prédicand». Dans un processus conditionnel (p. ex., pour la précipitation), une procédure intermédiaire est utilisée parce que la quantité de précipitation locale dépend de l'occurrence des jours humides, qui en retour dépend des prédicteurs régionaux, comme l'humidité et la pression atmosphérique notamment;
4. La génération des séries temporelles : cette opération génère des ensembles de séries quotidiennes synthétiques (100 séries dans notre cas, cf Gachon *et al.*, 2005) en tenant compte des variables atmosphériques considérées (c'est-à-dire les prédicteurs NCEP). Cette procédure permet la vérification des valeurs issues de la calibration et la synthèse des séries temporelles synthétiques représentant les conditions climatiques courantes. Les facteurs VIF et biais dans l'équation (3) sont ajustés manuellement par l'utilisateur. La valeur choisie (VIF et/ou biais) est valide pour tous les mois de l'année, ce qui peut représenter une difficulté quant à la détermination de la valeur optimale au cours de l'année, sachant que le régime pluvial est très variable d'un mois à

l'autre. Dans notre cas, les valeurs par défaut ont été utilisées, soit 12 pour VIF et 0 pour le biais;

5. La génération de scénarios en utilisant les prédictors de MCG : cette opération produit des ensembles de données synthétiques en utilisant les mêmes types de prédictors que ceux sélectionnés précédemment durant la calibration, mais cette fois-ci issues des simulations de MCG (aussi bien pour la période actuelle que pour les périodes futures), plutôt que les valeurs issues des réanalyses NCEP. Les fichiers d'entrée, aussi bien pour l'étape précédente que pour celle de génération de scénario, doivent avoir la même taille (c'est-à-dire couvrir la même durée).

2.1.2 Le modèle ASD (Hessami et *al.*, 2008)

Dans la présente section, les principales modifications développées dans ASD par rapport à SDSM sont présentées. Premièrement, le VIF et le biais dans l'équation (3) dépendent de la source des prédictors (i.e. réanalyses NCEP ou MCGs). Ils sont fixés aux valeurs 12 et zéro, respectivement, lorsqu'il s'agit des prédictors NCEP. Mais pour la simulation des scénarios avec les prédictors issues des MCGs, le VIF et le biais sont automatiquement ajustés à l'aide des équations suivantes :

$$b = M_{obs} - M_d \quad (4)$$

$$VIF = \frac{12(V_{obs} - V_d)}{S_e^2} \quad (5)$$

où V_{obs} est la variance de la série observée durant la période de calibration (1961-1975), V_d est la variance de la série simulée avec la partie déterministe (i.e. sans le terme résiduel) durant la période de calibration, S_e est l'erreur standard, M_{obs} et M_d sont la moyenne d'observation et la moyenne de la partie déterministe durant la période de calibration seulement, respectivement. Puisque le type de modèle est mensuel tel que fixé dans la configuration de ASD, tous les termes ainsi que le biais et le VIF sont ajustés pour chacun des mois.

Deux méthodes de sélection automatique des prédicteurs sont disponibles pour l'utilisateur. La première est une régression descendante pas à pas, utilisée dans notre cas. De plus, une autre technique automatique utilisant le calcul des coefficients de corrélation partiels est implémenté dans ASD et peut être choisie par l'utilisateur. La méthode de sélection de régression descendante pas à pas commence avec tous les prédicteurs dans le modèle et retire les prédicteurs les moins significatifs jusqu'à l'obtention des 5 prédicteurs les plus significatifs. Le test-F partiel est utilisé pour retirer un prédicteur d'une équation avec q prédicteurs :

$$F = \frac{(R_q^2 - R_{q-1}^2)(n - q - 1)}{1 - R_q^2} \quad (6)$$

où n est le nombre d'observations, R_q et R_{q-1} sont les coefficients de corrélation entre la variable critique (i.e précipitation observée) et l'équation (2) utilisé pour générer la précipitation théorique ayant q et $q-1$ variables, respectivement. Si F est plus petit qu'une valeur critique, le prédicteur peut être retiré de l'équation. Le test-F partiel doit être calculé pour chacun des prédicteurs à chaque étape de la régression pas à pas. Le terme F critique est défini selon un niveau de confiance donné. Ce niveau de confiance est ajusté par la correction Bonferroni (Bonferroni, 1936) en utilisant la formule suivante :

$$\alpha = 1 - \left(1 - \frac{\alpha}{2}\right)^{\frac{1}{q}} \quad (7)$$

où α est le niveau de confiance (initialement égale à 0.05) et q est le nombre des prédicteurs dans l'équation 2.

Finalement, en plus de la méthode régression linéaire multiple (RLM), utilisée également dans SDSM, ASD comprend également une méthode de régression Ridge (RR) qui permet de minimiser l'effet de colinéarité entre les prédicteurs, (cf. Hessami *et al.*, 2008). Cette technique n'est pas prise en compte dans ce travail mais peut-être très pertinente afin d'utiliser un plus grand nombre de prédicteurs et éviter la redondance de l'information parmi les prédicteurs sélectionnés. Un exemple de

l'utilisation de la RR est donné dans Hessami *et al.* (2008). Afin de permettre une comparaison le plus compatible possible entre les 2 modèles de DS, la méthode RLM est utilisée dans les deux cas.

2.2 La procédure de downscaling statistique : la calibration et la validation

La période 1961-1975 a été choisie pour la calibration de SDSM et de ASD, et celle de 1976-1990 est utilisée pour la vérification des résultats du modèle sur une période indépendante (afin d'effectuer une validation croisée). La calibration est réalisée avec les prédictors NCEP en faisant une analyse scrupuleuse des prédictors les plus fortement corrélés avec la variable considérée (cf détails section 2.3), c'est-à-dire la précipitation. Dans la mesure du possible, il est nécessaire de disposer d'une série observée de précipitation quotidienne sur une période la plus longue possible (c'est-à-dire au moins 30 ans), et de l'ensemble des prédictors quotidiens NCEP sur une période équivalente, telle que suggérée à la figure 2.1.

Le seuil de précipitation a été fixé à 0.01mm/jour, afin de caractériser l'occurrence O_i et l'intensité R_i quotidiennes dans les équations (2). Si la précipitation de la journée i est inférieure à 0.01mm/jour, ce jour est considéré comme sec et l'occurrence de la précipitation est zéro, mais si la précipitation est plus grande ou égale à 0.01mm/jour, l'occurrence de la précipitation est un, et cette journée est considérée pour établir l'intensité R . Dans la calibration du modèle, le seuil est utilisé à l'aide de la série observée 1961-1975 afin de différencier les journées sèches et humides, au moment d'établir la relation linéaire pour l'occurrence et l'intensité des précipitations. Quel que soit le modèle de DS utilisé, l'occurrence est tout d'abord générée et dans le cas où la valeur dépasse le seuil de 0.01mm/jour, l'équation de l'intensité est utilisé pour simuler la précipitation pour cette journée.

Afin de calibrer l'intensité, il est nécessaire d'avoir un nombre suffisant de valeurs observées qui possèdent des valeurs $\geq 0.01\text{mm/jour}$. Compte tenu du fait que dans la région Sahélienne, la précipitation apparaît parfois après plusieurs mois de complète

sècheresse, il est impossible pour effectuer correctement la calibration du modèle de considérer ces mois de sècheresse (mois d'hiver). Nous avons introduit artificiellement de faibles valeurs aléatoires de grandeur de 0.01 pour ces mois secs, afin de ne pas nuire à la calibration du modèle sur l'ensemble de l'année. Quoiqu'il en soit, les résultats seront uniquement analysés durant les mois de mousson, soit durant le moment de l'année où la précipitation intervient. Dans la suite, dans les analyses des simulations, la précipitation de moins de 1 mm/jour ne sera pas prise en compte car celle-ci est sans effet sur le ruissellement et l'évaporation.

2.2.1 La calibration

Cette étape consiste à calculer les paramètres α et β dans l'équation (2) avec les prédicteurs NCEP sélectionnés et le prédicand (soit la précipitation observée) au cours de la période 1961-1975. La régression utilisée est la régression linéaire multiple, et l'estimation des paramètres est accomplie par la méthode des moindres carrés. Les paramètres de régression b pour un modèle linéaire $y=Xb+e$ sont calculés à partir de la forme matricielle suivante:

$$b = (X^t X)^{-1} X^t y \quad (8)$$

où y représente la matrice de précipitation observée et X la matrice des prédicteurs. Si on considère un seul prédicteur, le paramètre b représente simplement la pente de la droite de régression.

2.2.2 La validation et la génération des scénarios

Une fois que tous les paramètres dans l'équation (2) sont obtenus (soit α , β et e_i), la précipitation quotidienne est simulée sur une période indépendante de la calibration en utilisant les prédicteurs NCEP disponibles (sans avoir recours dans ce cas aux valeurs du prédicand observées). Les occurrences quotidiennes sont à nouveau simulées et dans les cas où celles-ci dépassent le seuil fixé (soit 0.01 mm/jour),

l'intensité est générée pour le jour considéré. À l'aide des facteurs aléatoires ($N(0, \sigma^2)$ et e_i), ASD et SDSM permettent de générer un nombre variable de simulations (100 dans notre cas, cf Gachon *et al.*, 2005), chacun représentant un régime équiprobable de précipitation. Cette enveloppe de possibilités permet de quantifier la variabilité interne ou l'incertitude inhérente (essentiellement due à la partie stochastique du modèle) à chacune des méthodes de « downscaling » statistiques ASD ou SDSM. Les simulations sont effectuées avec les prédictors NCEP puis avec les variables équivalentes mais issues des MCGs (cf section ci-dessous).

2.3 Le développement et la sélection des prédictors

Au moment de commencer notre étude, des séries de prédictors étaient disponibles pour le continent africain et provenaient des réanalyses NCEP et du MCG Britannique disponibles via le Réseau canadien des scénarios de changement climatique (RCSCC) (cf. www.cccsn.ca) d'Environnement Canada. Chaque ensemble de 25 prédictors correspondait aux variables de circulation atmosphérique (vents, pression et tourbillon) et des variables thermodynamiques (température et humidité) à deux niveaux dans l'atmosphère ainsi qu'à la surface ou près de la surface (à 2m ou à 1000-hPa) (telles que suggérées dans le tableau 2.1a).

En mode réanalyse, nous souhaitions pouvoir tester l'intérêt d'utiliser d'autres variables atmosphériques afin de tenir compte des caractéristiques de la circulation issue de la structure ZCIT et des interactions avec le Jet d'Est Africain à l'origine de la précipitation sahélienne et de sa distribution temporelle (comme suggéré dans le premier chapitre). C'est pourquoi, d'une part, d'autres variables ont été développées et incluses dans le processus de DS. Ceci inclut également d'autres niveaux dans l'atmosphère à partir des variables NCEP disponibles. D'autre part, une sélection mensuelle a été testée avec les nouveaux prédictors développés, et ceux déjà existants à partir des réanalyses NCEP, afin également de tester l'importance d'une

sélection qui varie avec la circulation de mousson au cours du temps (versus la méthode standard sur une base annuelle). Finalement, notre étude a également inclus un autre modèle MCG, tel que discuté dans la suite, afin de comparer les résultats en utilisant deux sources de données différentes de MCG dans le processus de DS en mode climat.

Le lien statistique à établir doit reposer sur un lien physique plausible, et les prédicteurs doivent être capables de capter le signal de changements climatiques et incorporer différents processus dynamique et thermodynamique en lien avec l'évolution de la variable considérée à l'échelle locale. Pour cela, les variables atmosphériques doivent être disponibles et fiables tant à partir des données NCEP que des sorties des MCGs.

2.3.1 Les prédicteurs NCEP

Les réanalyses NCEP (cf Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001) qui couvrent plus de 50 ans soit de 1958 à nos jours, sont disponibles chaque 6 heures, avec une résolution horizontale T62 soit environ $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ sur une grille régulière, et sur 28 niveaux de pression. Les prédicteurs suggérés dans le tableau 2.1 étaient disponibles pour le continent africain, incluant les valeurs à proximité de la station de Gourcy (cf Gachon *et al.*, 2007).

Compte tenu du rôle identifié par certains auteurs, de la position latitudinale des vents de Sud-Ouest identifiant la présence du flux de mousson via la localisation des vents à 925-hPa (Sultan et Janicot, 2003), ou des vents méridiens entre 700 et 600 hPa via la position moyenne et l'intensité du Jet d'Est Africain, tout ceci influençant l'activité convective (e.g. Diedhiou *et al.*, 1999; Foamouhoue et Buscarlet, 2006), d'autres niveaux ont été inclus. En effet, l'influence des autres variables à 925, 700, et 600 hPa a donc été testée afin de déterminer la pertinence d'utiliser certaines de ces variables comme prédicteurs potentiels.

Par ailleurs, à partir d'autres champs disponibles des réanalyses NCEP, d'autres variables dérivées ont été calculées sachant que celles-ci jouent un rôle potentiel dans le mouvement vertical, et donc dans le déclenchement et l'intensité de la précipitation. Ces termes sont des forçages dynamique et thermodynamique influençant l'intensité et la présence de l'ascendance/subsidence à grande échelle, à savoir:

- L'advection horizontale de tourbillon $[-\vec{v} \cdot \nabla(\zeta + f)]$ qui influence directement le mouvement vertical et la cyclonisation;
- L'advection horizontale d'humidité $[-\vec{v} \cdot \nabla H]$ qui influence le dégagement de chaleur latente dans l'atmosphère et donc le mouvement vertical et la cyclonisation.

où \vec{v} est le vent horizontal, ζ le tourbillon, f le paramètre de Coriolis, et H l'humidité spécifique.

a) Advection de tourbillon

L'advection de tourbillon à différents niveaux pourrait s'avérer un terme majeur dans le développement de la cyclonisation en surface, et un facteur non négligeable dans l'intensité du mouvement vertical et le profil de divergence dans l'atmosphère (cf Gachon *et al.*, 2003).

b) Advection d'humidité

L'advection d'humidité à différents niveaux quant à elle est un terme potentiellement utile dans notre cas, compte tenu du caractère discontinu des flux d'humidité dans la verticale (i.e. flux de mousson frais et humide près de la surface et Jet d'Est Africain (JEA) chaud et sec situé aux alentours de 500, 600 ou 700 hPa). L'advection d'humidité peut influencer directement le dégagement de chaleur latente dans la troposphère. Ce réchauffement crée du tourbillon anticyclonique au-dessus, et du tourbillon cyclonique en dessous du niveau de réchauffement. Généralement, le

mouvement vertical ascendant associé atteint sa valeur maximale au milieu de la couche réchauffée. Par conséquent, cette variable peut s'avérer physiquement pertinente selon le mois et l'intensité de la circulation de mousson. Tel que nous l'avons suggéré dans le chapitre 1, le cœur de la saison des pluies a lieu quelques semaines après une intensification des flux de mousson de surface d'Ouest aux alentours de 10°N , associée aux accélérations des vents d'Est et le renforcement du JEA aux alentours de 600 et 700 hPa. Ceci favorise un cisaillement vertical renforcé et une instabilité atmosphérique augmentant d'autant le potentiel convectif et donc les précipitations abondantes.

c) Le « Lifting Index » et la précipitation

Par ailleurs, nous avons inclus un terme appelé « lifting index » (LI) qui est une mesure de la stabilité statique de l'atmosphère, déterminée lorsqu'un élément d'air est soulevé de façon adiabatique et atteint son niveau de condensation puis continue son ascension selon le taux de refroidissement de la pseudo-adiabatique jusqu'à atteindre le niveau 500-hPa. La différence entre la température au niveau 500-hPa et la température de l'élément soulevé définit le LI. Le LI est soit positif, négatif ou nul, selon si l'élément est plus froid ou plus chaud que son environnement. Une valeur positive signifie en effet que la parcelle d'air, si soulevée, est plus froide que l'air environnant à 500-hPa. Dans ce cas, l'air est stable ne favorisant pas l'ascendance. Une valeur négative par contre, signifie que la température de la parcelle d'air, si soulevée à 500-hPa, est plus chaude que son environnement. Ainsi, l'air est instable favorisant la convection. Des valeurs nulles de LI indiquent que la température de l'air de l'élément, si soulevée à 500-hPa, est égale à celle de l'air environnant et la stabilité de l'air est neutre. Toutefois, l'ascendance et la convection dépendent également de ce qui se passe dans les couches sous le niveau 500-hPa. Par conséquent, cet index est plutôt une indication de l'intensité des cellules orageuses, lorsque celles-ci se sont développées, et non pas une mesure de la probabilité de l'occurrence de la convection ou des orages.

Par ailleurs, la variable de précipitation est également utilisée afin d'évaluer son intérêt comme prédicteur potentiel (celle-ci ayant été utilisée avec succès dans d'autres études).

En résumé, en plus des 25 prédicteurs déjà disponibles, les niveaux 925, 700, et 600-hPa ont été utilisés, ainsi que les deux termes d'advection (tourbillon et humidité), le LI et la précipitation. Ce nouvel ensemble de prédicteurs (51 au total) est présenté au tableau 2.1.

Table 2.1 Liste des variables prédicteurs issus de NCEP : (a) Ensemble de 25 prédicteurs et (b) Ensemble de 51 prédicteurs.

a) Ensemble NCEP de 25 prédicteurs						
	Surface ou près de la surface (i.e. 2m ou 1000-hPa)	925-hPa	850-hPa	700-hPa	600-hPa	500-hPa
Pression moyenne à la surface de la mer	√					
Humidité spécifique	√		√		√	
Composante-U du vent	√		√			√
Composante-V du vent	√		√			√
Module du vent	√		√			√
Tourbillon	√		√			√
Direction du vent	√		√			√
Divergence	√		√			√
Hauteur géopotentiel			√			√
Température	√					
b) Ensemble NCEP de 51 prédicteurs						
	Surface ou près de la surface (i.e. 2m ou 1000-hPa)	925-hPa	850-hPa	700-hPa	600-hPa	500-hPa
Pression moyenne à la surface de la mer	√					
Humidité spécifique	√		√		√	
Composante-U du vent	√	√	√	√	√	√
Composante-V du vent	√	√	√	√	√	√
Module du vent	√	√	√	√	√	√
Tourbillon	√	√	√	√	√	√
Direction du vent	√	√	√	√	√	√
Divergence	√	√	√	√	√	√
Hauteur géopotentiel			√		√	
Température	√					
Advection d'humidité		√	√		√	
Advection du tourbillon		√	√		√	
« Lifting Index »			√			
Précipitation			√			

Dans la suite, une comparaison des résultats obtenus en utilisant ces deux ensembles de prédicteurs (ceux présentés aux tableaux 2.1a et b, respectivement) est présentée,

afin d'évaluer la pertinence ou non d'inclure ces nouveaux prédicteurs additionnels et pour d'autres niveaux dans le processus de mise à l'échelle. De plus, à partir de l'utilisation de 51 prédicteurs, une analyse fut réalisée afin de déterminer l'avantage de développer la méthode de mise à l'échelle à partir d'une sélection de prédicteurs effectuée sur une base mensuelle plutôt qu'annuelle, telle que couramment utilisée. En réalité, comme la circulation atmosphérique et la migration de la zone ZCIT change drastiquement au cours de l'année (cf chapitre 1), une comparaison mensuelle versus annuelle des résultats est présentée, (toujours à partir des 51 prédicteurs présentés au tableau 2.1b). Les tableaux A-1, A-2 et A-3 à l'annexe A fournissent les corrélations mensuelles entre chacun des prédicteurs pertinents sélectionnés et la précipitation à Gourcy (afin d'évaluer les changements des relations statistiques au cours de l'année). Ils seront discutés plus en détail dans le prochain chapitre des résultats. Les corrélations directes (i.e. via le coefficient de corrélation de « Pearson ») sont majoritairement faibles, avec des valeurs inférieures à 0.5. Toutefois, c'est la combinaison des différents prédicteurs qui est surtout importante et non pas l'utilisation d'un seul prédicteur pris isolément (cf Gachon and Dibike, 2007).

À partir de chaque ensemble considéré (51 versus 25 prédicteurs), seulement 5 prédicteurs ont été retenus afin de diminuer l'effet de redondance et de trop forte colinéarité entre les prédicteurs. Tout d'abord, la régression est ajustée mensuellement, c'est-à-dire que les paramètres α et β sont différents d'un mois à l'autre, mais les 5 prédicteurs sélectionnés sont les mêmes pour toute l'année. Ensuite, le choix de prédicteurs est réalisé pour chacun des mois de mousson (sur la période d'avril à octobre).

2.3.2 Les prédicteurs issus des MCGs (CGCM2 et HadCM3)

a) Le modèle canadien CGCM2

La deuxième génération du modèle Canadien couplé climatique global (CGCM2), est basée sur la version antérieure du modèle CGCM1 décrite dans Flato *et al.* (2000). La composante atmosphérique de ce modèle est essentiellement le modèle MCGA2, (cf McFarlane *et al.*, 1992), qui est un modèle spectral, avec dans ce cas une troncature triangulaire au nombre d'onde 32 (ce qui donne une résolution horizontale d'environ $3,75^\circ \times 3,75^\circ$), et utilisant 10 niveaux dans la verticale. La composante océanique est basée sur le modèle du GFDL MOM1.1, qui présente une résolution horizontale d'environ $1,8^\circ \times 1,8^\circ$, avec 29 niveaux dans la verticale. Le modèle utilise les ajustements de flux de chaleur (latente et sensible) obtenus à partir de simulations avec des modèles atmosphériques et océaniques (d'une durée respective de 10 ans et 4 000 ans), ces valeurs ayant été soumises par la suite à une procédure d'ajustement des flux par intégration du modèle couplé sur 14 ans (Boer *et al.*, 2000).

Les simulations du CGCM2 ont permis de fournir les champs quotidiens des variables prédicteurs sur une grille gaussienne globale (97 points de grille en longitude par 48 en latitude). De cette grille globale, on a extrait les informations atmosphériques sur la région située exactement entre 1.875°O et 5.625°O , et entre 14.875°N et 11.135°N , encadrant la station de Gourcy. Il convient de noter que le modèle ne tient pas compte des années bissextiles et comprend 365 jours.

b) Le modèle britannique HadCM3

HadCM3 est la version 3 du modèle couplé océan-atmosphère décrit dans Gordon *et al.* (2000). Contrairement au modèle canadien, il n'utilise pas de procédure d'ajustement des flux de surface. La composante atmosphérique du modèle possède 19 niveaux dans la verticale et une grille régulière d'une résolution horizontale de $2,5^\circ$ de latitude \times $3,75^\circ$ de longitude, soit une grille globale de 96×73 points de grille. Ceci correspond à une résolution d'environ $417 \text{ km} \times 278 \text{ km}$ à l'équateur et

295 km × 278 km à 45° de latitude (comparable à une résolution spectrale de T42). La composante océanique du modèle possède 20 niveaux dans la verticale, avec une résolution horizontale de 1,25° × 1,25°.

De cette grille globale, les prédictors situés entre 1.875°O et 5.625°O, et entre 13.75°N et 11.25°N ont été extraits à proximité de la station de Gourcy. Contrairement au CGCM2, le modèle HadCM3 compte systématiquement 360 jours soit 12 mois de 30 jours chacun.

Dans ce cas, les mêmes 25 prédictors CGCM2/HadCM3 présentés dans le tableau 2.1a ont été utilisés pour la mise à l'échelle de la précipitation. La plupart des variables de MCGs disponibles (i.e. niveaux et champs non disponibles) ne permettait pas de réaliser le même travail qu'avec les variables NCEP. De plus, les 25 prédictors NCEP ont été au préalable interpolés sur la grille respective de chacun des deux MCGs d'une résolution différente comme suggérée ci-dessus. La calibration avec chacune des séries de prédictors NCEP, à la résolution du modèle MCG à utiliser, est indispensable avant l'application des prédictors MCGs proprement dit. Une fois que la calibration et la validation sont réalisées avec les prédictors NCEP sur la grille de chaque modèle CGCM2 et HadCM3, les simulations utilisant les prédictors des MCGs peuvent alors être générées.

Par ailleurs, toutes les variables prédictors quotidiennes sont a priori standardisées. La standardisation préalable des prédictors avant le « downscaling » proprement dit permet de réduire les biais systématiques dans la moyenne et la variance des prédictors MCGs par rapport aux réanalyses NCEP. Ceci consiste à une soustraction par la moyenne et division par l'écart-type climatologique (i.e. période 1961-1990).

2.4 Les critères d'évaluation des résultats de la mise à l'échelle statistique

2.4.1 Les critères diagnostiques

La quantité totale cumulée de précipitation sur la période d'avril à octobre, ainsi que la valeur quotidienne moyenne et l'écart type intra-saisonnier moyen sont analysés et évalués. De plus, tous les indices de variabilité et d'extrêmes présentés au tableau 1.1, ainsi que l'indice intégré (i.e. dates de début, fin et longueur de mousson, cf. Section 1.1.2) de qualité de mousson analysés au chapitre 1 sont également évalués. Les résultats pour chaque mois seront également présentés (valeurs moyennées des indices simulés pour chaque mois à partir des 100 simulations disponibles) en plus des résultats présentés sur l'ensemble de la période d'avril à octobre.

2.4.2 Les critères statistiques utilisés pour évaluer la performance de SDSM et de ASD

À partir de chacune des 100 séries quotidiennes simulées, 4 critères statistiques sont présentés:

- Coefficient de détermination (appelé aussi pourcentage de variance expliquée) R^2

Ce critère permet d'évaluer l'intensité de la relation statistique entre les valeurs quotidiennes des prédicteurs et du prédicand, soit la capacité du modèle à reproduire la variabilité de la précipitation à l'échelle locale et quotidienne (i.e. les séquences météorologiques observées). R^2 est compris entre 0 et 1, 1 signifiant une relation parfaite avec les fluctuations de la variable considérée, et 0 un lien nul entre la variable simulée et la variable observée. La méthode de moindre le carré est utilisé pour calculer le R^2 (dans SDSM et ASD).

- L'erreur MAE (Mean Absolute Error) qui permet de quantifier l'amplitude absolue moyenne des erreurs entre les valeurs simulées par rapport à celles

observées (également moyennée sur les 100 simulations). Le MAE s'exprime comme suit :

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N (X_{Obs,i} - X_{Sim,i})}{N} \quad (9)$$

où X est l'indice considéré, « Obs » représente les valeurs observées et « Sim » à celles simulées. N est le nombre de données considérées (i.e. i varie de 1 à 15 ans pour les 2 périodes de calibration/validation, et de 1 à 30 ans pour la période complète de 1961 à 1990) sur la saison de mousson d'avril à octobre (i.e. valeurs saisonnières).

- L'erreur RMSE (Root Mean Square Error) est calculée à partir de chacune des valeurs saisonnières (avril-octobre) à partir des données observées et simulées, et ensuite moyennées pour les 100 simulations faites avec SDSM et ASD. Elle est définie comme suit :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_{Obs,i} - X_{Sim,i})^2}{N}} \quad (10)$$

Ces deux critères statistiques apportent des informations complémentaires lorsqu'ils sont pris en considération simultanément. En effet, le MAE donne une information sur l'amplitude de l'erreur moyenne entre les valeurs simulées par rapport aux observations interannuelles, alors que le RMSE tient compte à la fois de l'erreur moyenne ainsi que de la variabilité des erreurs individuelles (au cours des années). Par conséquent, si ces deux critères sont proches, les erreurs concernent essentiellement un biais systématique sur la moyenne, alors que lorsque le $RMSE > MAE$, les erreurs ne sont pas uniquement dues aux biais sur la moyenne, mais également dues à une difficulté pour le modèle de reproduire la variabilité interannuelle. Les résultats quantitatifs des calculs de ces critères seront fournis dans la suite sous forme de graphique synthétique regroupant les valeurs des RMSE et des MAE conjointement.

- Un RMSE relatif est également calculé (dénommé RRMSE), en divisant l'erreur par l'écart type climatologique observé de l'indice considéré (calculé sur la période 1961-1990). Celui-ci permettra de comparer les résultats entre eux sur une base normalisée, soit la performance des indices entre eux et sur la saison d'avril à octobre.

$$RRMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{X_{Obs,i} - X_{Sim,i}}{\sigma_{Obs}} \right)^2}{N}} \quad (11)$$

2.4.3 Les critères graphiques

Deux types de représentations graphiques sont utilisés dans la suite, soit les « Q-Q plot » et les « box plots » :

- Q-Q plot

Le diagramme Q-Q (Quantile-Quantile) est utilisé afin de comparer les quantiles observés aux distributions théoriques simulées. Afin de construire un Q-Q plot, chaque valeur observée $X_{obs,i}$ est regroupée en paire avec la valeur estimée $X_{sim,i}$ laquelle est calculée à partir de la fonction de distribution cumulée présumée. Ces paires de point $(X_{obs,i}, X_{sim,i})$ sont représentées sur un graphique normal, le long d'une ligne droite partant de l'origine. En théorie, si tous les points se situent le long de cette droite (cf figure 2.2), les valeurs simulées correspondent exactement aux valeurs observées.

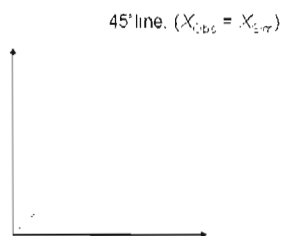


Figure 2.2 Définition du Q-Q plot.

- Box-plot

La représentation sous forme de diagramme de hammac est utilisée afin d'évaluer la performance de l'ensemble des 100 simulations pour tous les indices, par rapport à la distribution observée, aussi bien pour les deux périodes de calibration (1961-1975) et de validation (1976-1990), pour les prédicteurs NCEP. Pour les prédicteurs MCGs (HadCM3 et CGCM2), ces diagrammes sont produits pour toute la période 1961-1990. Comme le montre le graphique illustrant un diagramme de hammac (figure 2.3), la taille de la « boîte » permet d'évaluer la dispersion des résultats autour de la valeur médiane, ainsi que les valeurs extrêmes simulées par rapport aux observations.

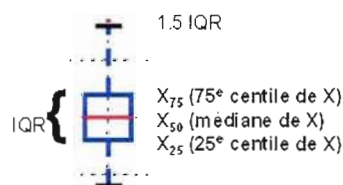


Figure 2.3 Définition du Box-plot.

où IQR correspond à l'intervalle Inter-Quartile.

En résumé, notre étude portera sur l'évaluation des deux méthodes statistiques SDSM et ASD en comparant aux observations de la station de Gourcy, en mode réanalyse

(soit l'utilisation des prédicteurs NCEP) et en mode climat (utilisation des prédicteurs du CGCM2 et de HadCM3), le tout sur la période courante 1961-1990, selon les trois étapes suivantes: (i) comparaison des résultats avec un ensemble plus large de prédicteurs versus un ensemble plus restreint de prédicteurs (NCEP), (ii) comparaison des résultats avec une sélection mensuelle versus annuelle des prédicteurs (NCEP), et (iii) comparaison des résultats avec les prédicteurs NCEP versus MCGs (CGCM2 et HadCM3).

3 LES RÉSULTATS : LE CAS DE STATION DE GOURCY AU BURKINA FASO

Les résultats de SDSM et de ASD présentés dans ce chapitre correspondent dans un premier temps aux simulations réalisées avec les prédicteurs NCEP (i.e. simulations en mode réanalyse), puis aux simulations utilisant les prédicteurs des modèles climatiques CGCM2 et HadCM3 (i.e. simulations en mode climat). Des comparaisons sont tout d'abord réalisées en utilisant une combinaison de prédicteurs issue du tableau 2.1a (i.e. 25 prédicteurs) et celle issue du tableau 2.1b (i.e. 51 prédicteurs). Dans un deuxième temps, une comparaison entre les prédicteurs sélectionnés sur une base mensuelle versus annuelle est présentée, toujours avec les prédicteurs NCEP (51 prédicteurs). Dans les deux cas, les simulations sont analysées sur deux périodes indépendantes, la première ayant servi à la calibration du modèle (1961-1975) et l'autre pour la validation (1976-1990) du modèle, c'est-à-dire dans ce cas sans l'usage des observations mais uniquement en utilisant les valeurs des prédicteurs NCEP sur cette même période (cf équation 2). La comparaison entre SDSM et ASD utilisant les prédicteurs développés à partir des deux modèles climatiques globaux, versus SDSM et ASD utilisant les prédicteurs NCEP est par la suite présentée. L'ensemble des simulations a été réalisé sur la station de Gourcy au Burkina Faso, comme suggéré en introduction.

3.1 Simulations en mode réanalyse

3.1.1 Mise à l'échelle statistique en utilisant un choix de 25 versus 51 prédicteurs : périodes de calibration et de validation

a) Analyse de la variance expliquée et du choix des prédicteurs

Le tableau 3.1a(b) présente les prédictors choisis parmi la liste des 25(51) variables présentées au Tableau 2.1a(b). Le tableau 3.2 fournit le pourcentage de variance expliquée selon la combinaison des 5 prédictors choisis parmi la liste de 25 ou de 51 prédictors (panneaux a et b respectivement).

Tableau 3.1 Prédictors choisis sur une base annuelle: a) à partir des 25 prédictors présentés au Tableau 2.1a et b) à partir des 51 prédictors présentés au tableau 2.1b.

a) Prédictors sélectionnés sur une base annuelle parmi 25 prédictors	b) Prédictors sélectionnés sur une base annuelle parmi 51 prédictors
• Pression moyenne au niveau de la mer	• Pression moyenne au niveau de la mer
• Module du vent à 1000 hPa	• Module du vent à 1000 hPa
• Composante du vent U à 1000 hPa	• Géopotential à 850 hPa
• Composante du vent U à 500 hPa	• Tourbillon à 925 hPa
• Humidité spécifique à 600 hPa	• Humidité spécifique à 600 hPa

Tableau 3.2 Variance expliquée (R^2 , processus conditionnel) obtenue lors de la calibration avec SDSM et ASD avec les prédictors choisis sur une base annuelle parmi a) 25 prédictors (tableau 2.1a) et b) 51 prédictors (tableau 2.1b).

	a) Parmi 25 prédictors	b) Parmi 51 prédictors
R^2 (SDSM, base quotidienne)	0.036	0.051
R^2 (ASD, base mensuelle)	0.71	0.71

Trois des 5 prédictors (sélectionnés par la méthode de régression pas à pas implémentée dans ASD) sont les mêmes dans les deux approches, parmi lesquels la pression au niveau moyen de la mer, le module du vent à 1000-hPa et l'humidité spécifique à 600-hPa. Parmi l'ensemble de 25 prédictors, les deux autres prédictors sont la composante U du vent à 1000 et à 500-hPa. Parmi l'ensemble de 51 prédictors, la hauteur du géopotential (850-hPa) et le tourbillon à 925-hPa sont sélectionnés, comme le suggérait certains auteurs (ex. Sultan et Janicot, 2003), la

circulation et les vents à 925-hPa étant souvent utilisés pour identifier la présence du flux de mousson.

Une légère amélioration de 0.036 à 0.051 de la variance expliquée (i.e. augmentation de la corrélation de 0.18 à 0.22) est obtenue avec SDSM en considérant l'ensemble de 51 prédicteurs. Toutefois, la variance expliquée reste faible (i.e. moins de 10%) à l'échelle quotidienne suggérant que les modèles (SDSM ou ASD) éprouvent de la difficulté à reproduire la distribution temporelle des séquences météorologiques telles qu'observées, sachant que les prédicteurs influençant la précipitation sont grossièrement reproduits à méso-échelle via l'utilisation des réanalyses à faible résolution ($2,5^\circ$), comme le suggère les corrélations entre les prédicteurs et la précipitation montrées à la figure 3.1. Toutefois à l'échelle mensuelle, des valeurs de R^2 beaucoup plus fortes (autour de 70%), avec dans ce cas, pas d'amélioration sensible dans la variance expliquée entre les résultats avec une sélection parmi 51 versus 25 prédicteurs. Comme le montre la figure 3.1 la corrélation entre la précipitation et les prédicteurs sélectionnés reste faible ($\pm 0,22$, sauf pour le tourbillon à 925-hPa en avril) quand on considère les séries à l'échelle quotidienne, et est supérieure à $\pm 0,35$ quand on considère des séries mensuelles. La combinaison des prédicteurs augmente également la corrélation à 84% à cette échelle pour la précipitation (seuil 1 mm), alors qu'elle était au maximum à 0,22 pour l'échelle quotidienne (comme pour les prédicteurs pris individuellement, cf Figure 3.1a). Quoiqu'il en soit, comme le montre la Figure 3.1, les corrélations entre les prédicteurs et la précipitation varient fortement d'un mois à l'autre (avril à octobre), ce qui justifie le choix des prédicteurs sur une base mensuelle (plutôt qu'annuelle), tel que montré à la section suivante.

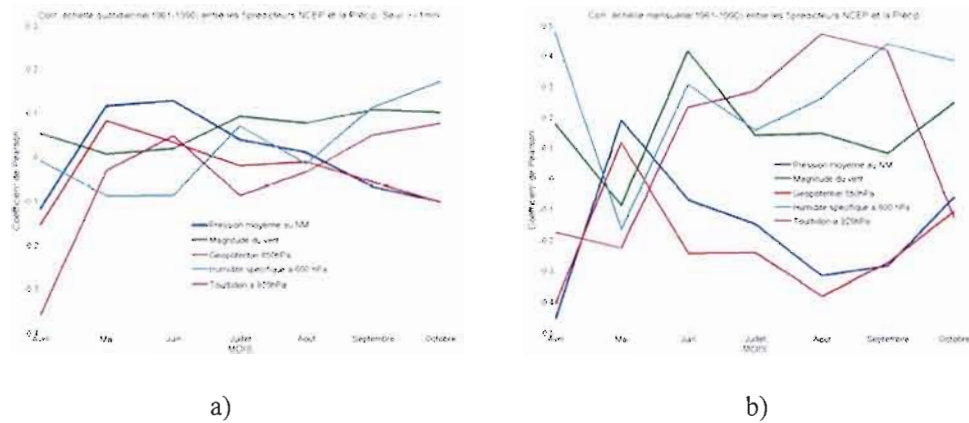


Figure 3.1 Corrélations entre la précipitation et les prédicteurs sélectionnés à partir de l'ensemble de 51 avec les a) valeurs quotidiennes et b) valeurs mensuelles, de la période avril-octobre 1961-1990.

b) Analyses graphiques : diagramme de Hammac et Q-Q plots, et critères statistiques sur une base saisonnière (avril-octobre)

Les résultats sont présentés sous forme de box plots et de Q-Q plots, tels que décrits au chapitre 2, en comparant les valeurs simulées aux valeurs observées, ainsi que sous forme de graphique synthétiques des critères statistiques (MAE, RMSE et RRMSE) pour chaque indice, le tout pour la saison avril-octobre. Les deux périodes distinctes de 15 ans (i.e. 1961-1975 et 1976-1990) sont présentées dans cette section.

- Analyse des Box Plots saisonniers

Comme le montre la figure 3.2, la mise à l'échelle améliore très nettement les valeurs saisonnières de la précipitation quotidienne moyenne, l'écart type intra-saisonnier et surtout les jours humides par rapport aux valeurs brutes de NCEP (qui sont largement surestimées comme suggéré dans Gachon *et al.*, 2007), quelque soit la période concernée. Toutefois, malgré une simulation des valeurs médianes relativement proches des valeurs observées, la variabilité simulée est largement surestimée (cf valeurs de l'IQR) en particulier avec SDSM pour les précipitations moyennes et

l'écart type intra-saisonnier. Pour la période de calibration, les différences entre les deux séries de simulation 25 versus 51 prédicteurs sont faibles. Toutefois, l'usage de prédicteurs parmi des niveaux supplémentaires, comme à 925-hPa (tourbillon) dans SDSM, entraîne même une augmentation de la surestimation de la variabilité de la précipitation moyenne (51 versus 25 prédicteurs dans la Figure 3.2). ASD semble simuler des valeurs plus proches des valeurs observées que SDSM pour les valeurs moyennes et l'écart type durant la période de calibration. Durant la période de validation, l'usage d'un choix de 51 prédicteurs améliore nettement la simulation des valeurs médianes par rapport aux valeurs observées, que ce soit pour SDSM ou pour ASD, alors que la précipitation moyenne et le nombre de jours pluvieux observés sont en nette diminution par rapport à la période antérieure (i.e. 1961-1975). L'usage des prédicteurs additionnels permet donc de capturer une partie de ce changement, en particulier quant à la baisse de la précipitation moyenne et de l'écart type intra-saisonnier, contrairement aux simulations avec un choix plus restreints de prédicteurs qui ne suggéraient aucun changement dans le régime de précipitation.

La figure 3.2 présente également les box plots pour les séquences sèches, l'intensité de précipitation par jour de pluie et le 90^e centile de précipitation quotidienne. Comme le montre cette figure, la médiane des valeurs simulées est relativement similaire à celle des valeurs observées, quel que soit l'indice considéré, tout comme les valeurs de l'IQR. Les valeurs simulées suggèrent toutefois une surestimation des valeurs extrêmes par rapport aux valeurs observées (de même qu'une dispersion importante des valeurs les plus élevées). Comme pour les trois indices précédents, les modèles SDSM et ASD améliorent très nettement les valeurs brutes de NCEP pour ces trois indices. Pour la période de validation, l'utilisation de prédicteurs supplémentaires (i.e. SDSM-51 et ASD-51) permet de capturer une partie des changements observés (i.e. par rapport à la période précédente) dans les séquences sèches et l'intensité des précipitations (i.e. augmentation de la valeur du 25^e centile de CDD et diminution de la médiane de SDII), alors que l'usage d'un nombre plus restreint de prédicteurs (i.e. SDSM-25 et ASD-25) révèle des changements distincts.

Dans ce dernier cas, un changement opposé apparaît durant la période de validation (i.e. 1976-1990) avec une diminution du 75^e centile du CDD et une augmentation de la médiane de SDII (pour ASD et SDSM surtout), ce qui va à l'encontre des fluctuations des valeurs observées par rapport à la période de calibration. De même pour le 90^e centile de précipitations, la médiane de l'ensemble des simulations SDSM-25 (et ASD-25 dans une moindre mesure) augmente alors que celle-ci semble stationnaire d'après les valeurs observées (comme le suggère la valeur de la médiane dans le box plot des valeurs observées, i.e. 1976-1990 versus 1961-1975). Cette stationnarité des extrêmes est mieux capturée par les simulations SDSM-51 et ASD-51 que dans les autres simulations avec 25 prédicteurs.

Comme le montre la figure 3.3, les deux séries de simulations avec SDSM et ASD sont très similaires quant aux indices R3days et R90N pour la période de calibration, avec une valeur médiane et un IQR peu différent des valeurs observées. Toutefois, une surestimation des valeurs simulées apparaît pour les valeurs de précipitation maximale sur 3 jours consécutifs, le nombre de jours dépassant le 90^e centile sur la période de référence 1961-1990, ainsi que dans l'indice des dates de début, fin et longueur de mousson. Pour la période de validation, bien que surestimées par rapport aux valeurs observées, les simulations avec SDSM-51 (et ASD-51) prédicteurs reproduisent une légère baisse observée des valeurs médianes du R3days (non suggérée dans les séries SDSM-25 et ASD-25) par rapport à la période antérieure. Quant au R90N, peu ou pas de changements sont observés ou simulés entre les deux périodes. La date de début de mousson se réalise plus tard (cf. valeurs des médianes) avec SDSM lorsqu'on considère un plus vaste choix de prédicteurs (SDSM-51), par rapport au choix de 25 prédicteurs (SDSM-25) et la date de fin est plus tôt, sous-estimant ainsi la longueur de mousson. Quant à ASD, les deux séries de simulations sont très similaires (25 versus 51 prédicteurs) et sont le plus souvent moins biaisées que SDSM pour ces trois indices, notamment pour l'indice de longueur de mousson qui est relativement bien reproduit.

- Analyse de l'ensemble des quantiles

Comme le montre la figure 3.4, les quantiles les moins élevés (i.e. inférieures à 30 mm) sont relativement bien simulés avec SDSM et ASD par rapport aux données observées, contrairement aux données brutes de NCEP qui suggèrent une sous-estimation majeure des quantiles supérieurs à 5 mm, cette sous-estimation s'accroissant grandement pour les valeurs extrêmes. L'usage d'un plus grand nombre de prédicteurs (51 versus 25 dans SDSM et ASD) améliore nettement la simulation des quantiles élevés, en particulier dans la période de validation. Durant cette dernière période, la différence entre ASD et SDSM est plus faible que durant la période de calibration avec un choix de 51 prédicteurs (i.e. réduction de l'incertitude d'un modèle à l'autre), ASD performant le plus souvent mieux que SDSM dans tous les cas. Toutefois, une surestimation des quantiles élevés apparaît dans toutes les simulations SDSM (et ASD), quelque soit la période de temps concernée.

- Analyse des critères statistiques

La figure 3.5 montre les critères statistiques (RMSE versus MAE, et RRMSE) pour les deux périodes de calibration et de validation (période avril-octobre) et témoigne d'une amélioration systématique de la performance des indices simulés (i.e. avec SDSM et ASD) par rapport aux valeurs brutes de NCEP, sauf pour le R3days (maximum de précipitation sur 3 jours). Comme le suggère les valeurs des RMSE et des MAE, la performance de SDSM ou de ASD est généralement aussi bonne sur la période de validation que sur celle de calibration, indiquant que le modèle empirique n'est pas l'objet d'un « sur-ajustement » aux données observées sur la période ayant servi à calibrer celui-ci (i.e. il est capable de générer les changements appropriés sur la période indépendante de 1976-1990 comme on l'a suggéré avec l'analyse des box plots). Les valeurs de ces critères statistiques sont ainsi très similaires d'une période à

l'autre (pas d'augmentation significative des RMSE ou des MAE entre les deux périodes), mise à part une légère augmentation pour les indices d'extrêmes (90^e centile, R3days et R90N). Les indices de moyenne, d'écart type, de jours humides, de sécheresse et d'intensité moyenne possèdent des valeurs quasi-identiques de RMSE et de MAE, suggérant que les écarts interannuels entre les valeurs simulées et observées sont quasi-identiques, par conséquent les biais se retrouvent plus systématiquement dans les valeurs moyennes que dans la variabilité interannuelle. Ce constat est différent pour les indices d'extrêmes (90^e centile, R3days et R90N) car dans ce cas des erreurs notables dans la variabilité interannuelle favorisent des valeurs RMSE supérieures aux valeurs des MAE. Comme le montre les valeurs des RMSE relatifs (RRMSE), l'amélioration dans la performance des indices simulés par SDSM, par rapport à ceux issus de la précipitation de NCEP est la plus notable pour le CDD, le Prcp1, P90p et SDII (peu importe la période considérée). En particulier, l'amélioration pour les jours humides est majeure alors qu'ils étaient les plus biaisés, comme l'a montré Gachon *et al.* (2007). En général, les RMSE et MAE sont plus faibles pour les simulations avec un choix de 51 prédicteurs par rapport à celles avec un choix de 25 prédicteurs (en particulier pour l'écart type intra-saisonnier durant la période de validation de SDSM). De plus, l'amélioration de la simulation SDSM pour l'intensité moyenne de la précipitation par jours de pluie est également notable durant la période de validation avec un choix plus large de prédicteurs. ASD montre quant à lui de plus faibles erreurs et semble moins sensible que SDSM à la sélection des prédicteurs (parmi un nombre restreints versus plus importants de prédicteurs).

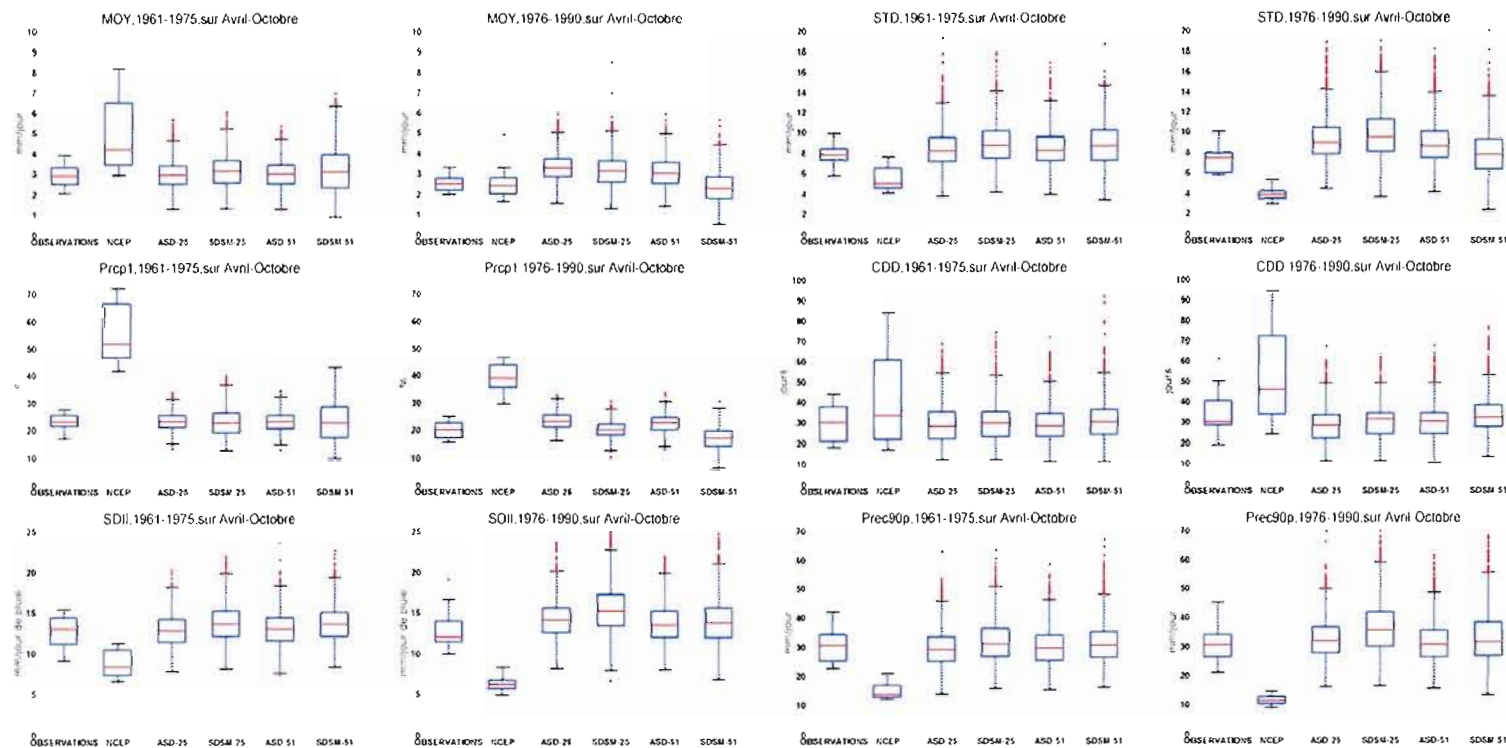


Figure 3.2 Box plots des valeurs saisonnières (Avril-Octobre) à Gourcy (Burkina Faso) de: la précipitation moyenne (mm/jr), l'écart type (mm/jr), le nombre de jours de précipitation (%), le nombre maximal de jours secs consécutifs (jour), l'intensité moyenne de précipitation par jour de pluie (mm/jr), et le 90e centile de précipitation quotidienne (mm/jr), [de gauche à droite et du haut en bas, respectivement]. Pour chaque indice, les deux panneaux de gauche et de droite représentent les valeurs pour la période de calibration (1961-1975) et la période de validation (1976-1990), respectivement. SDSM-25 et ASD-25 correspond aux 100 simulations avec un choix de 25 prédicteurs NCEP, et SDSM-51 et ASD-51 aux 100 simulations avec un choix de 51 prédicteurs NCEP.

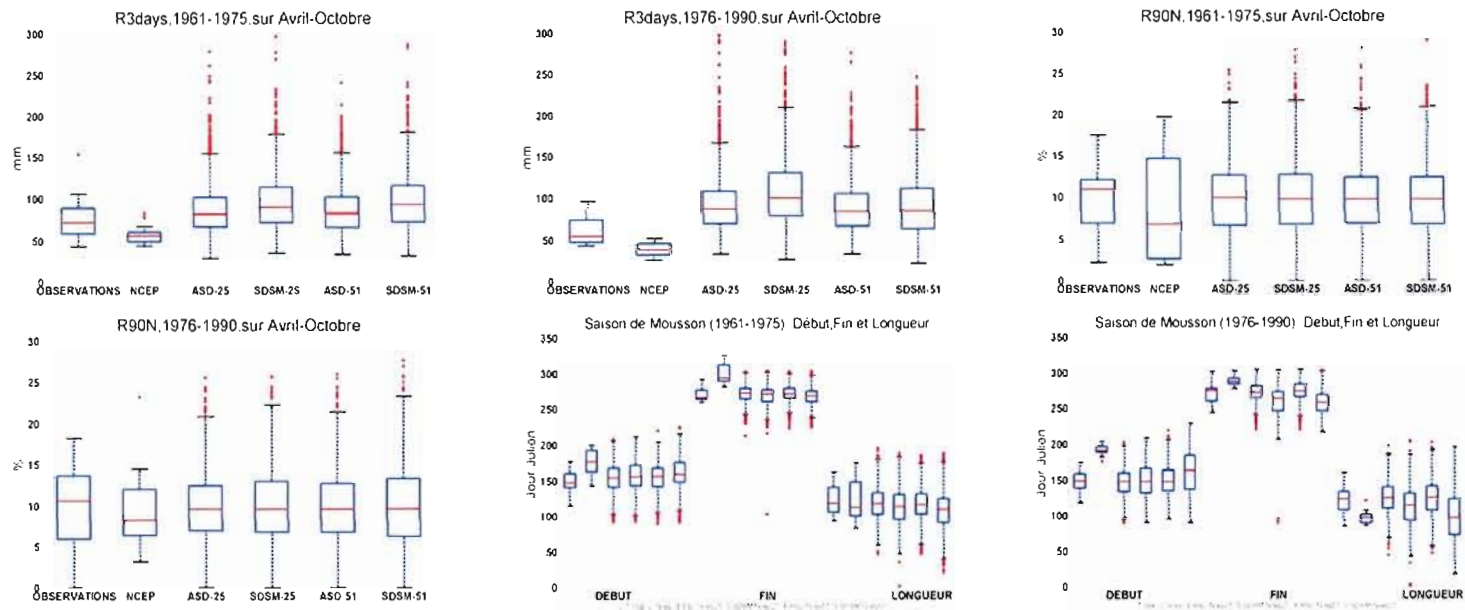


Figure 3.3 Idem figure 3.2 mais pour: le cumul maximal de précipitation sur 3 jours consécutifs (mm), le nombre de jours qui dépassent le 90e centile sur la période de référence 1961-1990 (%), et l'indice de la date de début, fin (jour julien) et longueur de mousson (jours), de haut en bas respectivement.

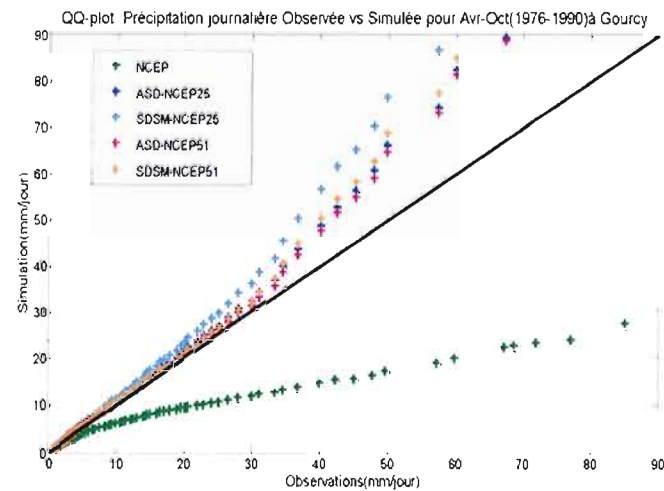
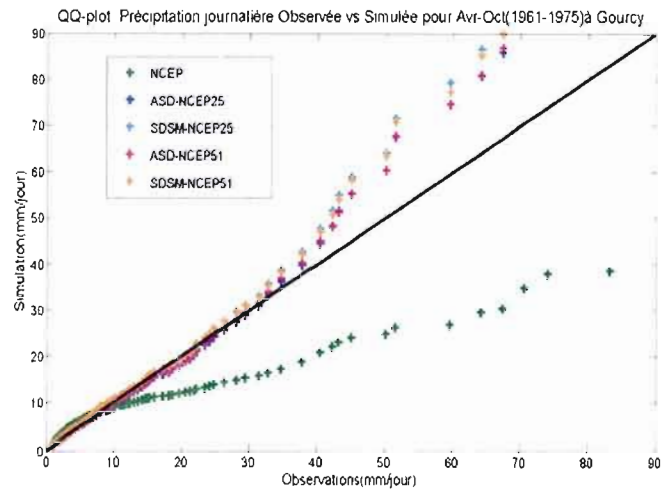


Figure 3.4 Q-Q plot des précipitations quotidiennes (mm/jour) observées (abscisse) versus simulées (ordonnée), pour la période d'avril à octobre (1961-1975, panneau du gauche, et 1976-1990, panneau du droite) à Gourcy (Burkina Faso). Les valeurs brutes de NCEP sont en vert, celles de SDSM (ASD) avec le choix de 25 prédicteurs NCEP sont en cyan (bleu) et celles de SDSM (ASD) avec le choix de 51 prédicteurs NCEP sont en orange (rose). Les résultats de SDSM et ASD correspondent à l'ensemble des 100 simulations pour chacune des réalisations (25 versus 51 prédicteurs).

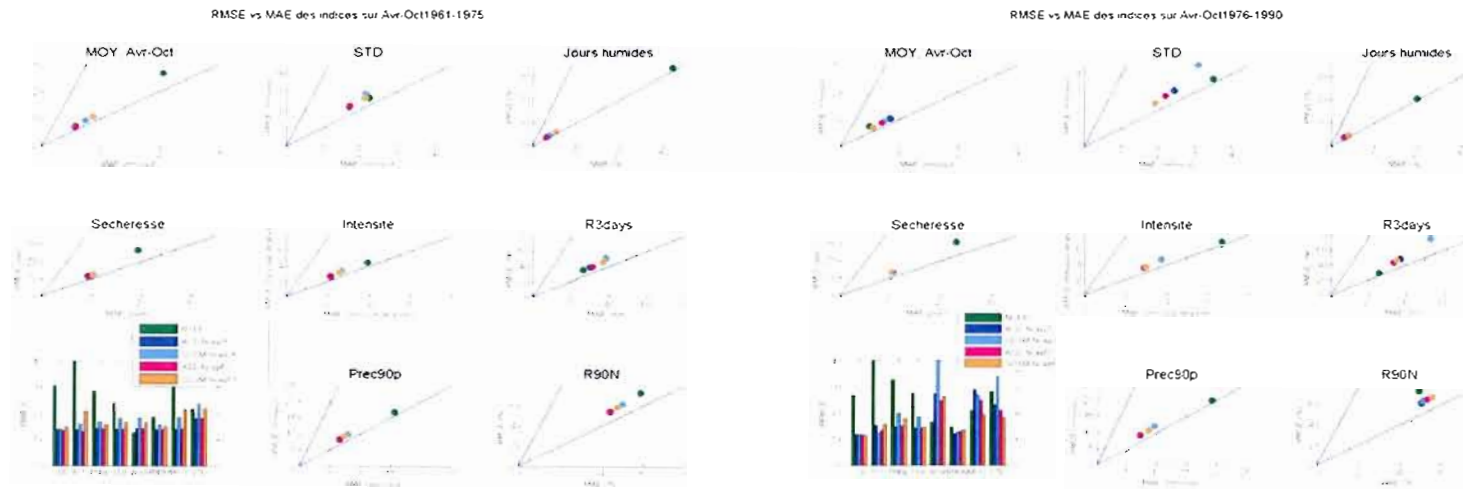


Figure 3.5 RMSE (en ordonnée) versus MAE (abscisse), et RRMSE (RMSE relatif, i.e. divisé par l'écart type climatologique observé) pour chaque indice sur la période d'avril à octobre, en utilisant les 25 prédicteurs NCEP (SDSM(ASD)-25, en cyan (bleu)), versus 51 prédicteurs NCEP (SDSM(ASD)-51, en orange (rose)), comparé aux données brutes de précipitation de NCEP (en vert). La définition des acronymes pour chaque indice est fournie au tableau 1. Les résultats pour la période de calibration (1961-1975) sont dans le graphique de gauche, et ceux pour la période de validation (1976-1990) sont dans le graphique de droite. Pour les résultats avec SDSM et ASD, les critères statistiques sont moyennés à partir des 100 simulations disponibles (avec 25 ou 51 choix de prédicteurs).

3.1.2 Mise à l'échelle statistique en utilisant une sélection mensuelle versus annuelle des prédictors (parmi 51 prédictors) : périodes de calibration et de validation

Dans cette section, les résultats des comparaisons entre les modèles SDSM et ASD utilisant le choix de 51 prédictors (tels que décrits et analysés dans la section précédente), mais sélectionnés, soit sur une base annuelle (SDSM-Ann et ASD-Ann) comme précédemment, soit une base mensuelle (SDSM-Men et ASD-Men, i.e. la combinaison des prédictors change selon le mois), sont présentés. Les figures 3.6 à 3.9 permettent d'illustrer les résultats obtenus et sont commentés dans la suite. Le tableau 3.3 ci-dessous présente les prédictors choisis parmi la liste de 51 variables présentées au Tableau 2.1b, sur une base annuelle ou mensuelle. Il fournit également le pourcentage de variance expliquée selon le type de sélection temporelle.

a) Analyse de la variance expliquée et du choix des prédictors

D'après le tableau 3.3, la combinaison des prédictors choisie sur une base annuelle est différente de celle utilisée à partir d'une sélection mensuelle. Sur une base annuelle, les prédictors sélectionnés sont la pression au niveau moyen de la mer, le module du vent à 1000 hPa, l'humidité spécifique à 600-hPa et le tourbillon à 925-hPa. Sur une base mensuelle, au début de la saison de mousson, les prédictors importants sont les variables de circulation (direction du vent à 500-hPa et divergence et advection de tourbillon à 850-hPa) et d'humidité (advection d'humidité spécifique à 850-hPa et lifting index) dans les bas niveaux. À mesure que la mousson s'installe (i.e. à partir des mois de juin jusqu'en août), les variables de circulation autour de 600/700-hPa prennent de l'importance (i.e. interaction avec le JEA), alors que celles-ci sont directement et indirectement reliées à l'occurrence et à l'intensité de la précipitation, comme le suggèrent certains auteurs (ex. Sultan et Janicot, 2003). En fin

de saison de mousson, les variables près de la surface et à la mi-troposphère redeviennent plus importants d'après la sélection des prédictors suggérée.

Comme le suggère le tableau 3.3 avec SDSM, la sélection sur une base mensuelle versus annuelle permet d'améliorer systématiquement le pourcentage de variance expliquée, sauf pour le mois d'août (i.e. corrélation à l'échelle quotidienne, passant de 0,05 avec une sélection sur une base annuelle et de 0,06 à 0,20 sur une base mensuelle). Avec ASD, le pourcentage de variance expliquée est généralement supérieure (à l'échelle quotidienne) par rapport à SDSM, sauf pour le mois d'avril (0,07 au lieu de 0,2) et le mois de mai (identique 0,11). Toutefois dans la majorité des cas, ce pourcentage de variance expliquée reste faible, comme suggérée dans la section 3.1.1, à part pour le mois d'avril pour SDSM (i.e. R^2 de 0.2 correspond à une corrélation de 0,45). À l'échelle mensuelle, cette corrélation est beaucoup plus élevée comme suggérée précédemment (i.e. 0,71 telle que suggérée aux Tableaux 3.2 et 3.3). Par conséquent, même avec une sélection plus « fine » à l'échelle temporelle et malgré une meilleure corrélation en général avec une sélection sur une base mensuelle, les deux modèles (SDSM ou ASD) éprouvent de la difficulté à reproduire la distribution temporelle des séquences météorologiques telle qu'observée.

Tableau 3.3 Prédicteurs choisis parmi la liste de 51 variables présentées au Tableau 2.1b, soit sélectionnés sur une base annuelle ou soit sur une base mensuelle et la variance expliquée (R^2 , processus conditionnel) pour la calibration avec SDSM et ASD.

	SÉLECTION ANNUELLE	SÉLECTION MENSUELLE						
		Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct
Pression moyenne au niveau de la mer	√							
"Lifting Index"		√						
1000 hPa composant V du vent					√			
1000 hPa module du vent	√							
1000 hPa direction du vent						√		
1000 hPa tourbillon								√
1000 hPa humidité spécifique							√	
925 hPa tourbillon	√							
925 hPa advection d'humidité			√		√		√	
850 hPa Géopotentiel	√			√				
850 hPa composante U du vent							√	
850 hPa composante V du vent				√				
850 hPa module du vent			√					
850 hPa direction du vent					√			
850 hPa divergence		√						
850 hPa humidité spécifique		√						
850 hPa advection d'humidité			√					
850 hPa advection du tourbillon		√						
700 hPa composante U du vent					√			
700 hPa composante V du vent			√			√		
700 hPa module du vent					√	√		
700 hPa divergence						√		
600 hPa composante U du vent				√				
600 hPa module du vent						√		
600 hPa divergence			√					
600 hPa humidité spécifique	√							
500 hPa composante U du vent				√				
500 hPa module du vent				√				
500 hPa direction du vent		√					√	
500 hPa divergence							√	
R^2 (SDSM, avec séries quotidiennes)	0.05	0.20	0.12	0.06	0.06	0.01	0.05	0.09
R^2 (ASD, avec séries mensuelles)	0.71	0.07	0.11	0.08	0.08	0.09	0.11	0.001

b) Analyses graphiques : diagramme de Hammac et Q-Q plots, et critères statistiques sur une base saisonnière (avril-octobre)

- Analyse des Box Plots saisonniers

Comme le montre la figure 3.6, la moyenne quotidienne de précipitation est mieux reproduite avec les prédicteurs sélectionnés sur une base mensuelle, notamment durant la période de validation où les résultats avec SDSM-Men et ASD-Men reproduisent mieux la diminution observée des valeurs médianes et de l'IQR. Dans ce cas, la dispersion des valeurs extrêmes est moins importante que dans le cas des simulations avec les deux méthodes utilisées en mode annuelle. L'écart type intra-saisonnier est également mieux reproduit avec la sélection mensuelle surtout pour la période de validation. Le nombre de jours de précipitation est également relativement bien simulé par rapport aux observations, l'ensemble des simulations produisant une faible dispersion des valeurs et une médiane et une variabilité robuste dans ce cas, en particulier pour les simulations SDSM avec une sélection mensuelle et pour la période de validation. Dans tous les cas, ASD performe mieux que SDSM, mais les améliorations en mode mensuel sont moins prononcées.

La figure 3.6 suggère également une légère amélioration de la valeur médiane des séquences sèches au cours des deux périodes (i.e. surtout pour SDSM) avec un choix de prédicteurs sur une base mensuelle, et une légère sous-estimation des quartiles et une large dispersion des jours sans pluie. Les simulations de SDSM et de ASD sont dans ce cas très similaires. Quant à l'intensité moyenne, une amélioration notable apparaît dans la médiane en mode mensuel, que ce soit avec ASD et SDSM, surtout durant la période de validation. Toutefois, quelque soit la série de simulations et la période, une sous-estimation des faibles intensités persiste. Quant au 90^e centile de précipitation, il est également mieux reproduit avec les simulations mensuelles, réduisant la trop forte dispersion des valeurs les plus élevées. Dans le cas des maximums cumulés sur trois jours, l'amélioration est surtout nette (médiane et

extrêmes) durant la période de validation (cf Figure 3.7). Pas de différence notable pour R90N, quant à l'indice des dates de début et fin de mousson, les simulations avec la sélection mensuelle montrent des améliorations avec les deux modèles, et notamment avec SDSM pour la période de validation. Pour ce dernier modèle, la longueur moyenne de la saison de pluie est ainsi beaucoup mieux reproduite avec une configuration mensuelle, notamment pour la fin de la saison de mousson (cf Figure 3.7).

- Analyse de l'ensemble des quantiles

Comme le confirme la figure 3.8, les quantiles sont en moyenne mieux simulées via l'usage des prédicteurs sélectionnés sur une base mensuelle, avec une diminution systématique de la surestimation des quantiles simulés les plus élevées, en particulier durant la période de validation et plus particulièrement pour SDSM (i.e. comme le suggéraient les indices d'extrêmes, ex. 90^e et R3days précédemment analysés). Alors que ASD performait légèrement mieux sur la période de calibration, SDSM semble moins biaisé dans les valeurs les plus élevées. Les quantiles de 10 à 15 mm/jour sont relativement bien simulés par les deux modèles, comme le suggérait également la médiane de l'intensité moyenne (de l'ordre de 13mm/jr environ, cf Figure 3.6).

- Analyse des critères statistiques

D'après la figure 3.9, tous les indices simulés avec SDSM sur une base mensuelle possèdent des erreurs statistiques (RMSE et MAE) systématiquement plus faibles que ceux simulés sur une base annuelle, sauf pour l'indice de sécheresse durant la période de validation. Quant à ASD, les différences dans l'échelle temporelle des prédicteurs sont essentiellement plus faibles pour les variables de base telle que la moyenne et l'écart-type, ainsi que les indices d'extrêmes. Toutefois, peu de différences existent

dans les simulations pour les indices de persistance de sécheresse ou le nombre de jours de pluie. Il est intéressant de noter, comme l'avait révélé l'analyse des box-plots, que les erreurs MAE et RMSE sont quasi identiques d'une période à l'autre (calibration et validation), comme le suggérait les graphiques de distributions statistiques des indices. Les erreurs RMSE relatives confirment la meilleure performance de SDSM avec la sélection mensuelle dans tous les cas, avec une nette amélioration via la méthode de mise à l'échelle par rapport aux valeurs brutes de NCEP, sauf dans le cas du maximum de précipitation sur 3 jours (i.e. comme noté précédemment). La performance du modèle ASD avec la sélection mensuelle des prédicteurs est le plus souvent similaire à celle de SDSM, sauf pour les indices de fréquences (i.e. longueur des sécheresses et nombre de jours de pluie), où une légère détérioration des erreurs RRMSE est observée durant la période de validation.

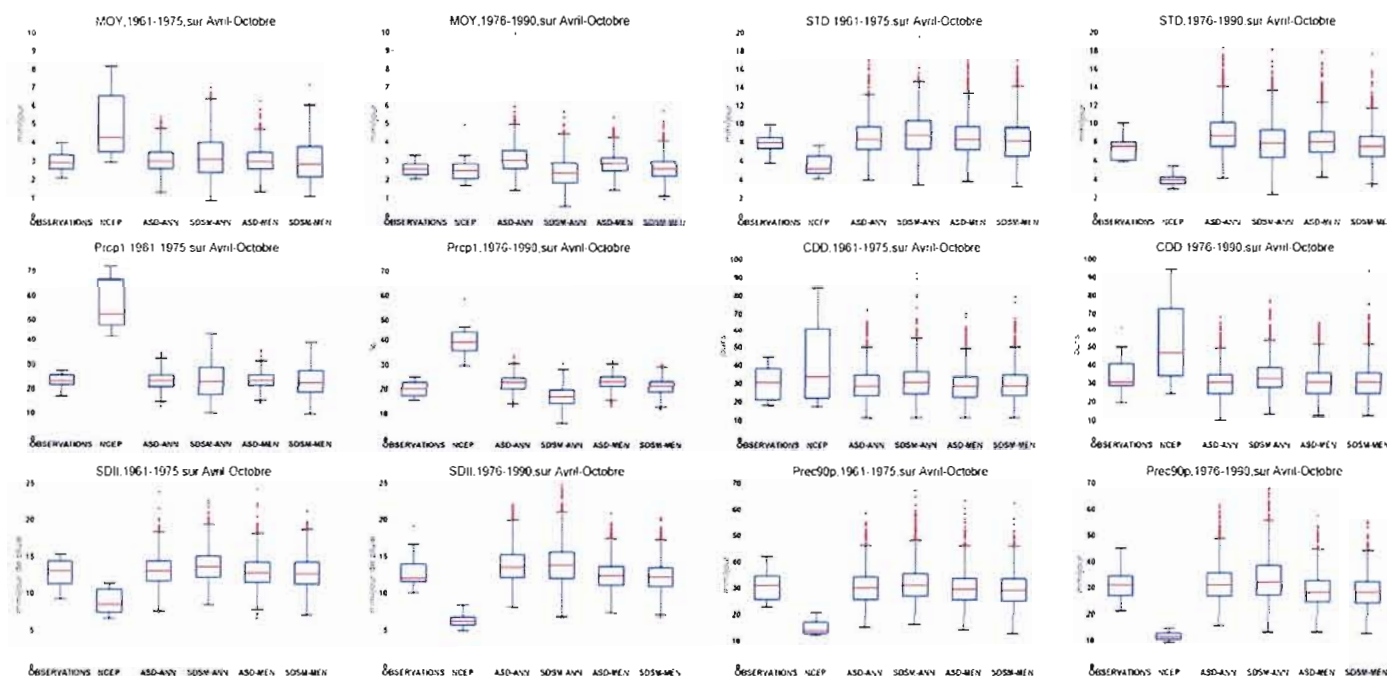


Figure 3.6 Box plots des valeurs saisonnières (avril-octobre) à Gourcy (Burkina Faso) de: la précipitation moyenne (mm/jr), l'écart type (mm/jr), le nombre de jours de précipitation (%), le nombre maximal de jours secs consécutifs (jour), l'intensité moyenne de précipitation par jour de pluie (mm/jr), et le 90e centile de précipitation quotidienne (mm/jr) [de gauche à droite et du haut en bas, respectivement]. Pour chaque indice, les deux panneaux de gauche et de droite représentent les valeurs pour la période de calibration (1961-1975) et la période de validation (1976-1990), respectivement. SDSM-ANN/ASD-ANN utilise des prédicteurs sélectionnés sur une base annuelle et SDSM-MEN/ASD-MEN sur une base mensuelle (100 simulations pour chaque série simulée).

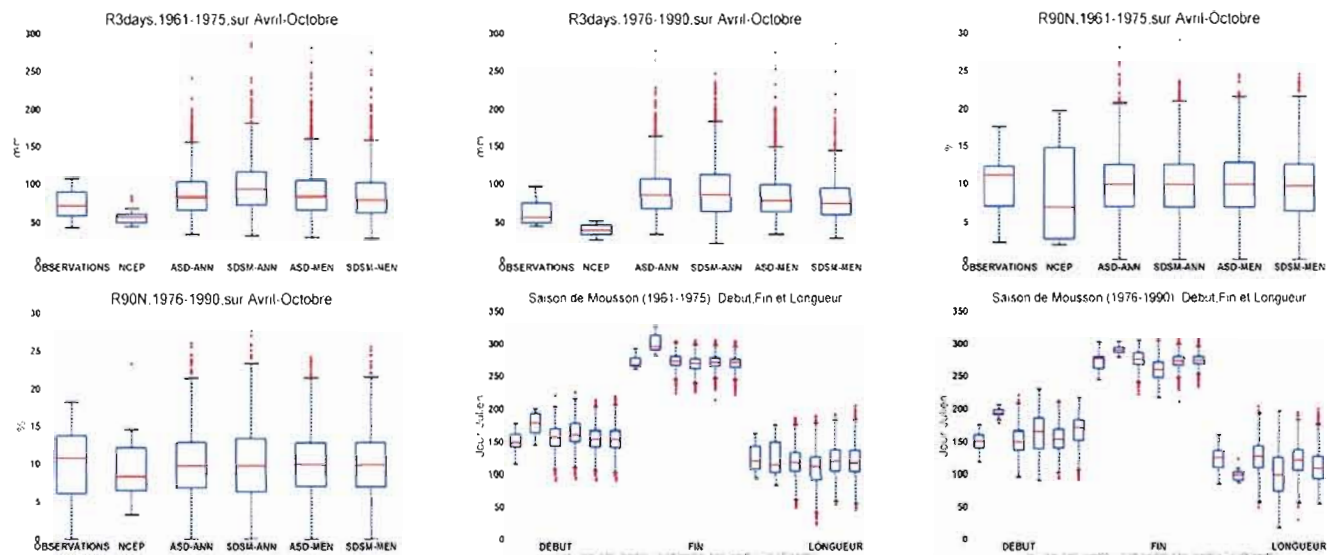


Figure 3.7 Idem figure 3.6 mais pour: le cumul maximal de précipitation sur 3 jours consécutifs (mm), le nombre de jours qui dépassent le 90e centile sur la période de référence 1961-1990 (%), et l'indice de la date de début, fin (jour julien) et longueur de mousson (jours), de haut en bas respectivement.

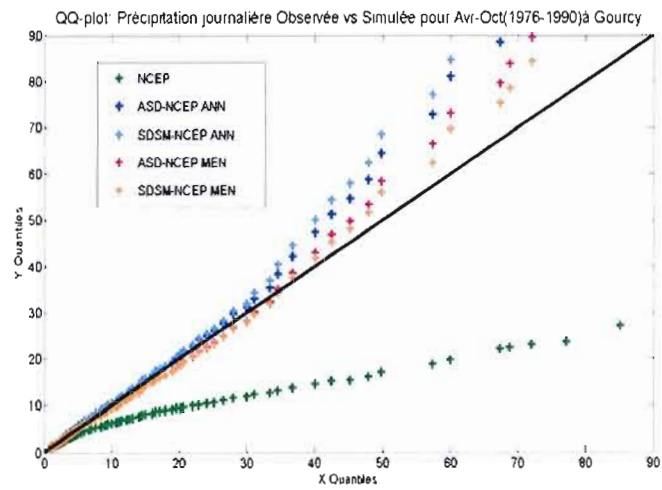
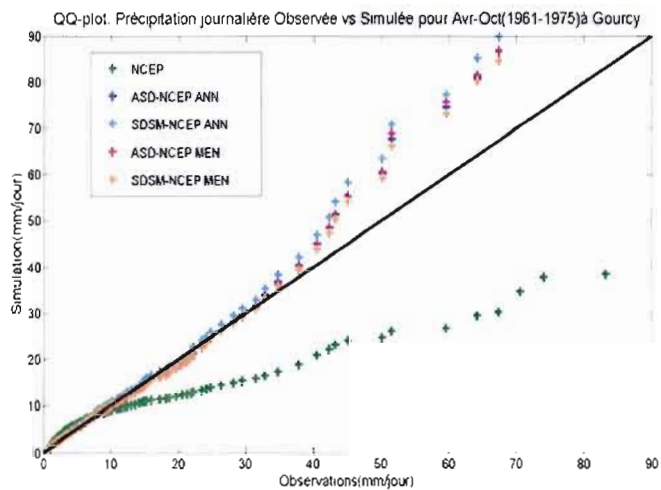


Figure 3.8 Q-Q plot des précipitations quotidiennes (mm/jour) observées (abscisse) versus simulées (ordonnée), pour la période d'avril à octobre (1961-1975, panneau de gauche, et 1976-1990, panneau de droite) à Gourcy (Burkina Faso). Les valeurs brutes de NCEP sont en vert, celles de SDSM (ASD) sélectionnés sur une base annuelle sont en cyan (bleu) et celles de SDSM (ASD) sélectionnés sur une base mensuelle sont en orange (rose). Les résultats de SDSM et ASD correspondent à l'ensemble des 100 simulations pour chacune des réalisations (Annuel versus Mensuel).

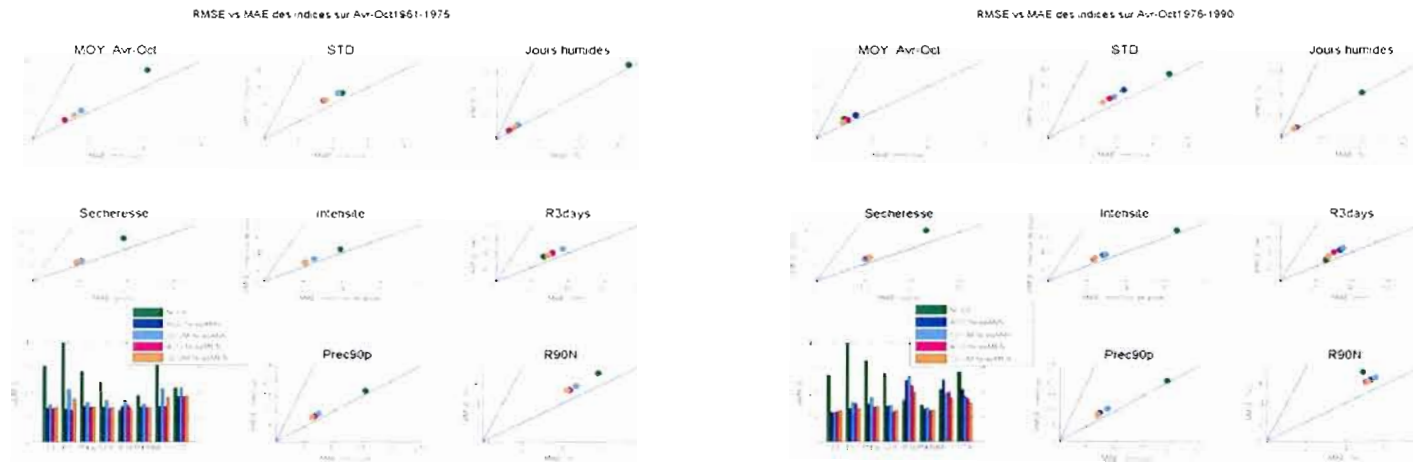


Figure 3.9 RMSE (en ordonnée) versus MAE (abscisse), et RRMSE (RMSE relatif, i.e. divisé par l'écart type climatologique observé) pour chaque indice sur la période d'avril à octobre, en utilisant les prédictors NCEP sélectionnés sur une base annuelle (SDSM(ASD)-ANN, en cyan (bleu)), versus les prédictors sélectionnés sur une base mensuelle (SDSM(ASD)-MEN, en orange (rose)), comparé aux données brutes de précipitation de NCEP (en vert). La définition des acronymes pour chaque indice est fournie au tableau 1. Les résultats pour la période de calibration (1961-1975) sont dans le graphique de gauche, et ceux pour la période de validation (1976-1990) sont dans le graphique de droite. Pour les résultats avec SDSM et ASD, les critères statistiques sont moyennés à partir des 100 simulations disponibles (avec 51 choix de prédictors).

3.1.3 Comparaison des résultats de la mise à l'échelle statistique avec un choix de 25 versus 51 prédicteurs, et sélectionnés sur une base mensuelle versus annuelle : période complète 1961-1990

Dans cette section, les trois séries de simulations sont inter-comparées sur la période complète de 1961 à 1990, soit les deux séries issues des ensembles de 25 (sélection annuelle) et de 51 prédicteurs (sélection annuelle et mensuelle). Ceci permet d'avoir une vue d'ensemble des valeurs ajoutées successives et/ou combinées selon les variables dérivées à d'autres niveaux, et bénéficiant d'une sélection plus spécifique suivant les phases de la mousson, en regroupant tous les résultats entre eux. Les figures 3.10 à 3.12 présentent les box plots, les Q-Q plots et les erreurs statistiques de tous les résultats obtenus avec SDSM et ASD. La figure 3.13 illustrera finalement comment les biais moyens évoluent pour chaque mois alors que tous les résultats ont été jusqu'alors uniquement montrés sur l'ensemble de la période d'avril à octobre. Nous pourrions ainsi analyser les bénéfices de la sélection mensuelle à l'échelle intra-saisonnière, soit durant les différentes phases de la mousson. Comme nous l'avons analysé dans les deux sections précédentes, les résultats sur les deux périodes de calibration (1961-1975) et de validation (1976-1990) présentent des performances très similaires, malgré des changements perceptibles dans le régime de précipitation observée comme suggérés dans le chapitre 1 et les sections 3.1.1 et 3.1.2 (i.e. augmentation des séquences sèches au cours des décennies 79 et 80s) l'aggrégation des valeurs sur toute la période complète de 30 ans permettra ainsi d'analyser les résultats dans leur ensemble en considérant les phases plus humides et plus sèches.

a) Analyses graphiques : diagramme de Hammac et Q-Q plots, et critères statistiques sur une base saisonnière (avril-octobre)

- Analyse des Box Plots saisonniers

Comme le montre la figure 3.10, il y a une amélioration systématique (médiane, IQR et dispersion des valeurs extrêmes par rapport aux valeurs observées) dans la moyenne quotidienne, l'écart type intra-saisonnier, ainsi que l'intensité moyenne, le 90^e centile de précipitation et le maximum de précipitation cumulée sur 3 jours quant on considère la simulation avec le choix de 51 prédicteurs sélectionnés sur une base mensuelle par rapport aux autres simulations. L'amélioration est moins nette dans la simulation de 51 prédicteurs par rapport aux 25 prédicteurs sélectionnés sur une base annuelle, notamment avec ASD. Pour les indices de la fréquence de jours pluvieux/secs (i.e. le nombre de jours de pluie et les séquences sèches), le fait de considérer un plus grand nombre de prédicteurs (51 versus 25 dans SDSM et ASD) n'améliore pas les simulations pour ASD et SDSM de façon notable. Ceci suggère que l'amélioration due à l'usage de variables supplémentaires et l'emploi des prédicteurs sur une base mensuelle concerne surtout les intensités moyennes et les extrêmes plutôt que l'occurrence de la précipitation quotidienne. Toutefois, cette amélioration est notable également pour l'indice de longueur de saison de mousson, qui intègre à la fois la notion d'occurrence, de durée et d'intensité des événements pluvieux, notamment avec SDSM. Pour la date de début de mousson, ASD simule des valeurs très similaires indépendamment du choix des prédicteurs, et performe généralement mieux que SDSM.

- Analyse de l'ensemble des quantiles

Comme le suggère la figure 3.11, l'ensemble des quantiles sont en moyenne mieux simulés via l'usage des 51 prédicteurs sélectionnés sur une base mensuelle, suggérant une diminution systématique de la surestimation des quantiles simulés les plus élevées. L'amélioration est encore plus nette pour SDSM que pour ASD. On peut également noter que cette diminution est également perceptible dans les simulations

avec un choix plus importants versus plus restreints de prédicteurs dans les simulations de SDSM, avant même l'usage d'une sélection temporelle plus fine.

- Analyse des critères statistiques

D'après la figure 3.12, tous les indices simulés avec SDSM-51M et ASD-51M possèdent des erreurs statistiques (RMSE, MAE et RRMSE) systématiquement plus faibles que ceux simulés avec SDSM-51A et ASD-51A et SDSM-25A et ASD-25A, sauf pour les indices de jours humides (Prcp1), de sécheresse (i.e. CDD) et R90N où les erreurs sont quasi-identiques. Ceci est en accord avec les résultats des box-plots discutés précédemment.

b) Analyse des biais mensuels

Pour finir, on analyse dans cette section les biais moyens mensuels pour chaque indice et pour toutes les simulations disponibles. La figure 3.13 montre ces biais moyens mensuels et révèle que :

- Pour tous les indices simulés, l'usage d'un plus grand nombre de prédicteurs sélectionnés sur une base mensuelle permet systématiquement d'améliorer les simulations des mois les plus pluvieux (i.e. Juillet et Août), soit une réduction des biais moyens. Cette amélioration est moins systématique pour les autres mois et pour ASD notamment quant à l'occurrence des jours de pluie/sec. Celle-ci est également le plus souvent rencontrée quelque que soit le modèle pour l'intensité moyenne et les extrêmes (90^e centile);
- Si dans la majorité des cas ASD performe mieux que SDSM avec un choix restreints de prédicteurs (i.e. 25), les différences entre les modèles diminuent en utilisant un plus grand choix de prédicteurs, et en sélectionnant ceux-ci sur

une base mensuelle, SDSM et ASD offrant alors une performance quasi-identique dans la majorité des mois concernés;

- La fin de la saison de mousson (i.e. Octobre) est également mieux reproduite pour la majorité des indices avec un choix de 51 prédicteurs (base mensuelle) quelque soit le modèle. Pour le début de la mousson (i.e. avril, mai et juin), cette amélioration est moins systématique notamment pour l'occurrence des pluies et les séquences sèches, alors que l'intensité moyenne est généralement mieux reproduite;
- Finalement, l'usage d'un plus grand nombre de prédicteurs et différents selon le mois de l'année, via des variables dynamiquement et thermodynamiquement reliées à l'occurrence et à l'intensité de précipitations durant la saison de mousson, permet de réduire les incertitudes sur les valeurs médiane et moyenne des indices de précipitation, notamment au cœur de la saison pluvieuse et à la fin de celle-ci (i.e. réduction des différences entre les deux modèles SDSM et ASD).

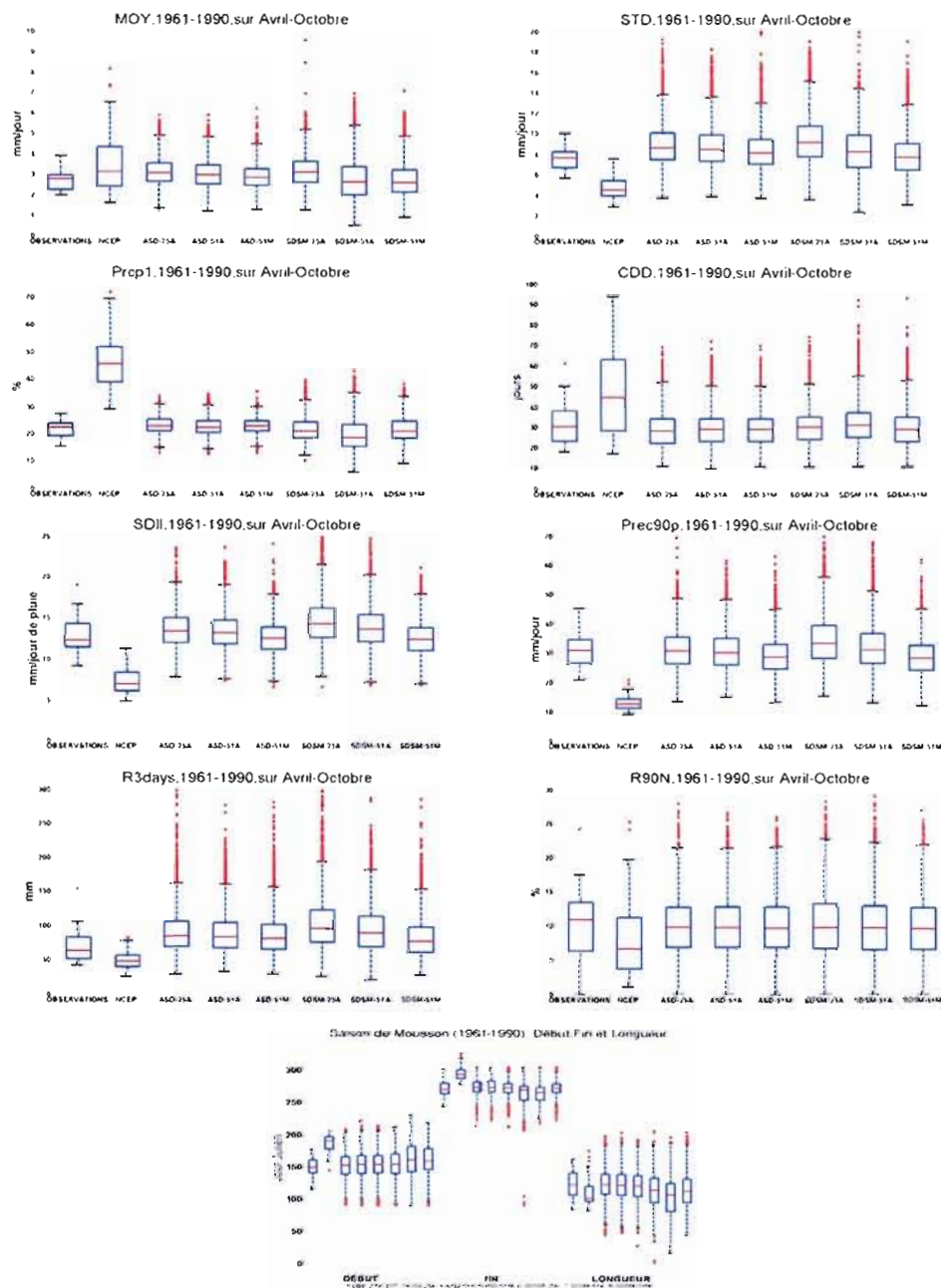


Figure 3.10 Même que figures 3.2, 3.3, 3.6 et 3.7 mais en combinant tous les résultats sur la période de 30 ans (1961-1990) et les simulations avec un choix de 25/51 prédicteurs choisis sur une base Annuelle/Mensuelle (i.e. SDSM-25A/ASD-25A, SDSM-51A/ASD-51A et SDSM-51M/ASD-51M, respectivement).

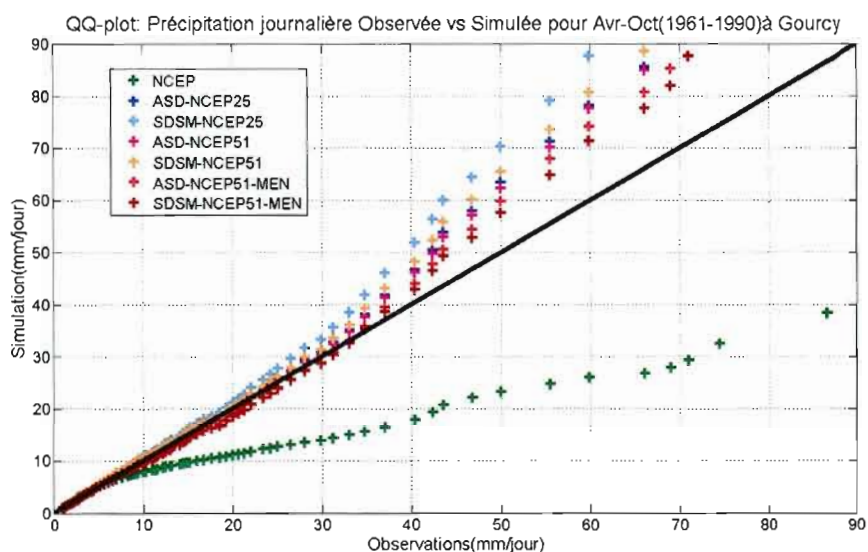


Figure 3.11 Même que figures 3.4 et 3.8 mais en combinant tous les résultats sur la période de 30 ans (1961-1990). Les acronymes des simulations SDSM et ASD sont définis à la Figure 3.10.

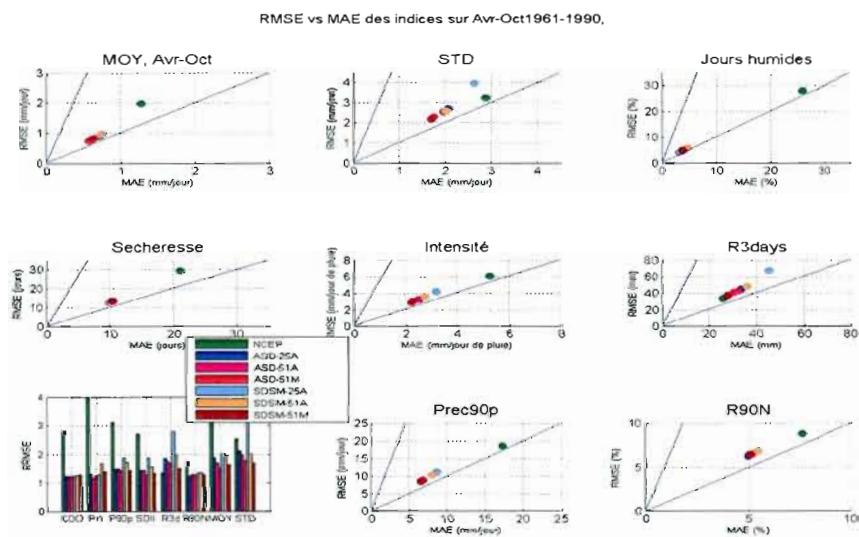


Figure 3.12 Même que figures 3.4 et 3.8 mais en combinant tous les résultats sur la période de 30 ans (1961-1990). Les acronymes des simulations SDSM et ASD sont définis à la Figure 3.10.

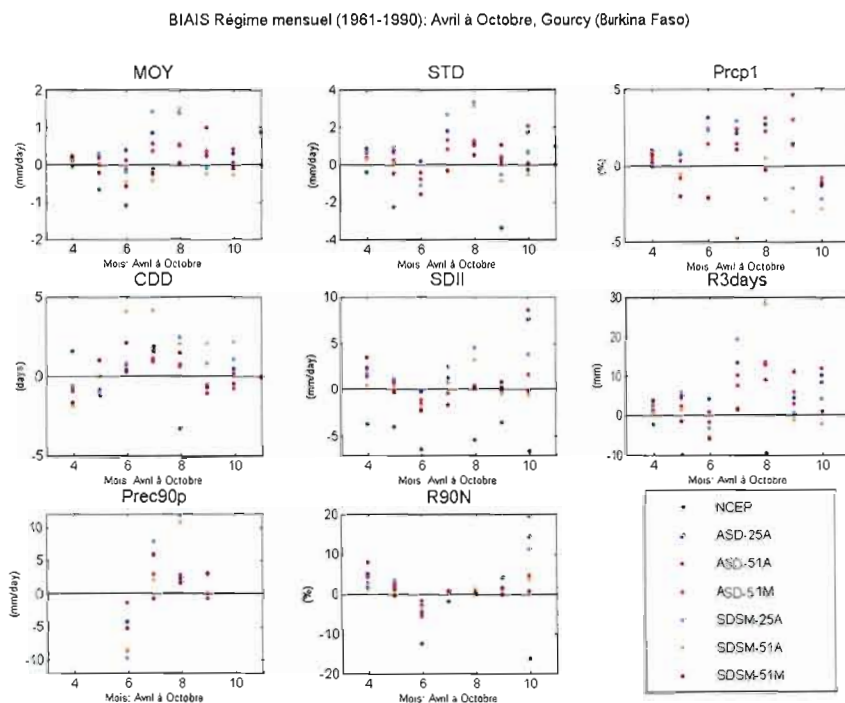


Figure 3.13 Biais moyen mensuel pour les mois d'avril à octobre sur toute la période 1961-1990 à la station de Gourcy (Burkina Faso). Les acronymes des indices sont définis au Tableau 1.1. et ceux pour les simulations SDSM et ASD à la Figure 3.10. Les valeurs des biais correspondent aux moyennes réalisées à partir des 100 simulations disponibles.

3.2 Simulations en mode climat

Dans cette section, les résultats sont analysés uniquement sur la période complète de 30 ans (1961-1990) à partir des résultats issus de la mise à l'échelle en utilisant les prédicteurs du modèle CGCM2 et HadCM3. Ils sont également comparés à ceux utilisant les prédicteurs NCEP comme base de référence (i.e. la calibration étant réalisée avec les prédicteurs NCEP) et des données brutes de CGCM2, HadCM3 et NCEP.

a) Analyse de la variance expliquée et du choix des prédicteurs

Le tableau 3.4 présente les prédicteurs choisis parmi la liste de 25 variables présentées au Tableau 2.1a, et le tableau 3.5 fournit le pourcentage de variance expliquée (i.e. calibration des prédicteurs NCEP interpolés sur les grilles CGCM2 et HadCM3 séparément). D'après ce tableau, l'interpolation des prédicteurs sur les grilles des MCGs (CGCM2 et HadCM3) influence la sélection des prédicteurs (via la méthode régressive descendante pas à pas). Toutefois, ceux-ci correspondent aux mêmes processus dynamiques et thermodynamiques et la variance expliquée sur une base mensuelle demeure identique (cf Tableau 3.5), alors que le pourcentage de variance expliquée sur une base quotidienne semble plus sensible aux effets de l'interpolation (i.e. 0,07 au lieu de 0,02 pour les valeurs NCEP interpolées sur la grille CGCM2 et HadCM3, respectivement). Par ailleurs, le pourcentage de variance expliquée est très similaire à celui déjà obtenu avec la grille originale NCEP et présentée dans la section 3.1.1 (cf Tableau 3.2).

Tableau 3.4 Prédicteurs choisis sur une base annuelle: a) À partir des 25 prédicteurs présentés au tableau 2.1a et interpolés sur la grille CGCM2 b) À partir des 25 prédicteurs présentés au tableau 2.1a et interpolés sur la grille HadCM3.

a) Prédicteurs NCEP sélectionnés sur une base annuelle (grille CGCM2)	b) Prédicteurs NCEP sélectionnés sur une base annuelle (grille HadCM3)
• Module du vent à 1000 hPa	• Module du vent à 1000 hPa
• Composante du vent U à 1000 hPa	• Composante du vent U à 1000 hPa
• Direction du vent à 1000 hPa	• Pression moyenne au niveau de la mer
• Direction du vent à 500 hPa	• Tourbillon à 500 hPa
• Température à 1000 hPa	• Humidité relative à 500 hPa

Tableau 3.5 Variance expliquée (R^2 , processus conditionnel) pour la calibration avec SDSM et ASD avec les prédicteurs choisis sur une base annuelle parmi a) 25 prédicteurs (tableau 2.1a) interpolés sur la grille CGCM2 b) 51 prédicteurs (tableau 2.1b).

	a) Prédicteurs NCEP interpolés sur la grille CGCM2	b) Prédicteurs NCEP interpolés sur la grille HadCM3
R^2 (SDSM, base quotidienne)	0,07	0,02
R^2 (ASD, base mensuelle)	0,72	0,71

b) Analyses graphiques : diagramme de Hammac et Q-Q plots, et critères statistiques sur une base saisonnière (avril-octobre)

- Analyse des Box Plots saisonniers

Comme le montre la Figure 3.14, les valeurs mises à l'échelle fournissent une très nette valeur ajoutée par rapport aux données brutes du modèle HadCM3, tout comme dans le cas des réanalyses NCEP, mais ce n'est pas systématiquement le cas pour le modèle CGCM2. Ce dernier modèle simule relativement bien les valeurs moyennes quotidiennes, la longueur maximum des séquences sèches, et le 90^e centile de précipitation, et dans ce cas, les valeurs mises à l'échelle correspondantes, notamment

avec SDSM, ne sont pas systématiquement meilleures. De plus, comme le suggère les simulations en mode réanalyse, les simulations avec ASD ne semblent pas sensibles à l'effet de l'interpolation (NCEP interpolés sur les grilles CGCM2 et HadCM3), contrairement aux simulations avec SDSM et notamment pour les indices de MOY, STD, CDD, SDII et l'indice de longueur de saison de mousson. Comme avec les réanalyses analysées auparavant, la majeure partie du temps, les résultats les plus proches des observations sont obtenus avec ASD, et notamment avec les prédicteurs de CGCM2 pour la plupart des indices mis à part la longueur de mousson. Toutefois, la meilleure série de simulations est issue du modèle SDSM utilisant les variables atmosphériques de HadCM3 (peu importe les indices concernés, à confirmer ou pas via les critères statistiques). Par ailleurs, les différences intra-modèles sont plus nombreuses avec SDSM pour tous les indices, alors que celles-ci sont plus faibles pour ASD, et seulement significatifs pour les indices comme le STD, CDD, et la longueur de saison de mousson. De larges différences inter-modèles (i.e. entre ASD et SDSM) apparaissent également en mode climat, plus fréquentes et plus marquées qu'en mode réanalyse, et ce pour tous les indices, sauf la fréquence de précipitation et la moyenne. Celles-ci sont plus nombreuses avec les variables du modèle CGCM2, quelle que soit la méthode de mise à l'échelle, et plus faibles avec celles du modèle HadCM3. Avec l'utilisation de ce dernier, une relative similitude ou convergence se manifeste entre les deux modèles ASD et SDSM, notamment pour le nombre de jours de pluie, et dans une moindre mesure pour la moyenne, les séquences sèches et l'intensité moyenne. En définitive, l'indice de dates de début, de fin, et de longueur de mousson, est celui pour lequel les simulations diffèrent le plus entre elles, et dont les biais semblent les plus élevés, en particulier avec SDSM (i.e. SDSM-CGCM2). En général, même si les simulations utilisant les prédicteurs de MCGs sont aussi plus biaisées que celles avec les prédicteurs de réanalyses (cf Gachon *et al.*, 2007), les simulations des indices de fréquence sec/humide, d'intensité moyenne, et des extrêmes (90^e centile et R3days) reproduisent relativement bien les valeurs observées, notamment lorsque SDSM est piloté avec les prédicteurs HadCM3. Cependant, une

surestimation (IQR et quantiles faibles et élevés) persiste pour la plupart des indices quel que soit le modèle, notamment lorsque SDSM utilise les prédicteurs CGCM2.

- Analyse de l'ensemble des quantiles

La figure 3.15 confirme que la distribution des quantiles simulés par SDSM et ASD avec les prédicteurs CGCM2 et HadCM3 produisent des résultats plus hétérogènes qu'avec les prédicteurs NCEP. Comme le suggérait l'analyse des indices ci-dessus, les meilleurs résultats sont obtenus avec SDSM et les prédicteurs HadCM3, suggérant même des résultats compatibles (i.e. biais comparables) avec les simulations en mode réanalyse. Dans les cas de prédicteurs CGCM2, ASD fournit de meilleurs résultats, légèrement plus biaisés que celles avec SDSM-HadCM3. Dans tous les cas, les quantiles simulés via la mise à l'échelle améliorent ceux issus directement des MCGs surtout pour les faibles valeurs, alors que les quantiles élevés sont systématiquement sur-estimés par les modèles SDSM et ASD (surtout SDSM-CGCM2), et largement sous-estimés par NCEP et HadCM3.

- Analyse des critères statistiques

L'ensemble des critères statistiques présenté à la figure 3.16 confirme la détérioration de la mise à l'échelle en mode climat, avec des erreurs RMSE et MAE plus élevées qu'avec les simulations en mode réanalyse, et notamment les résultats issus des prédicteurs CGCM2 qui sont les plus biaisés (surtout avec SDSM). Toutefois, les erreurs issues des simulations avec SDSM (HadCM3) se rapprochent de celles issues des simulations avec NCEP pour la grande majorité des indices, en particulier pour l'occurrence des jours de pluie, le STD et l'intensité moyenne et forte. Comme le suggère les erreurs RMSE versus MAE, des problèmes de variabilité interannuelle apparaissent plus nettement dans la moyenne de précipitation, ou les séquences

sèches et le R90N, que par rapport aux autres indices (i.e. $RMSE > MAE$). Le RMSE relatif confirme également la nette amélioration de la mise à l'échelle pour ces derniers indices, par rapport aux données NCEP ou MCGs, et que la différence entre les modèles est plus élevée pour les indices d'intensité et d'extrêmes, avec une erreur relative la plus forte pour la variabilité intra-saisonnière.

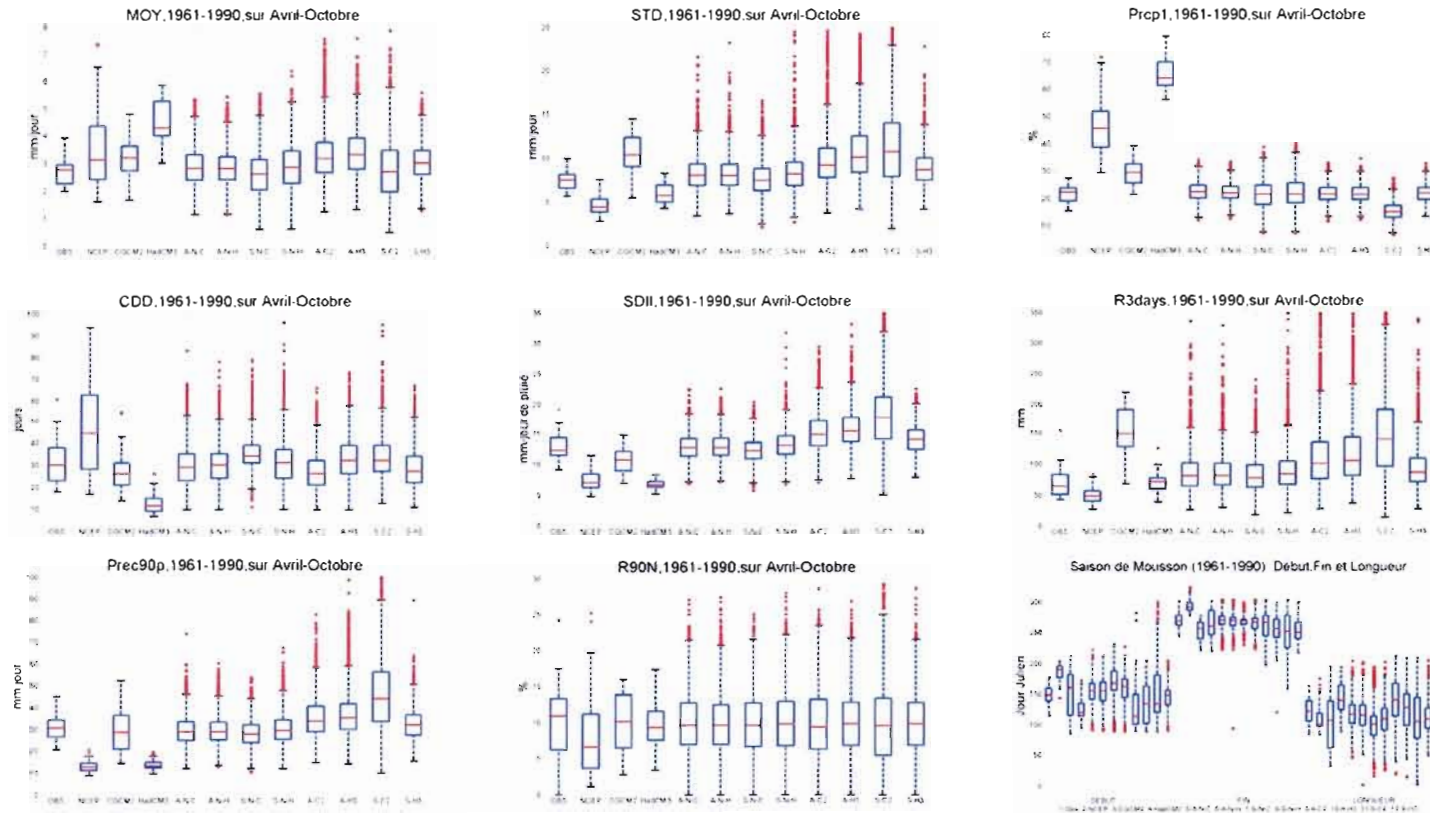


Figure 3.14 Box plots des valeurs saisonnières (avril-octobre) à Gourcy (Burkina Faso) de tous les indices définis au tableau 1.1 et de l'indice de date de début, fin et de longueur de mousson (jours), pour la période de 1961-1990, à partir des simulations en mode réanalyse et en mode climat. OBS correspond aux observations, NCEP, CGCM2 et HadCM3 aux données brutes des données de réanalyses et de MCGs, A-N-C, A-N-H, S-N-C et S-N-H aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédicteurs NCEP interpolés sur la grille du CGCM2 et de HadCM3, respectivement, et A-C2, A-H3, S-C2 et S-H3 aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédicteurs CGCM2 et HadCM3, respectivement (100 simulations pour chaque série simulée).

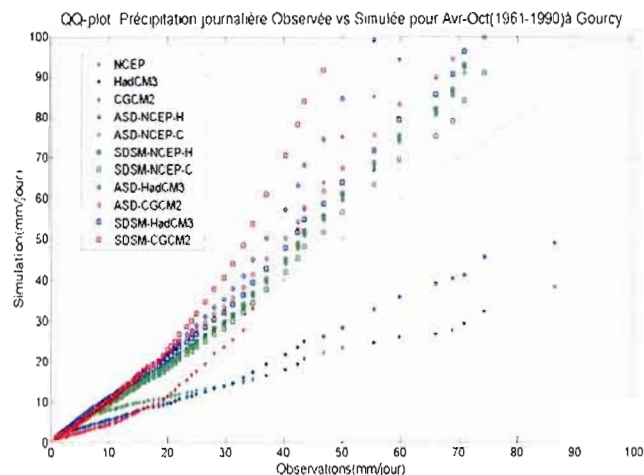


Figure 3.15 Q-Q plot des précipitations quotidiennes (mm/jour) observées (abscisse) versus simulées (ordonnée), pour la période d'avril à octobre (1961-1990) à Gourcy (Burkina Faso), à partir des simulations en mode réanalyse et en mode climat. NCEP, CGCM2 et HadCM3 correspondent aux données brutes des données de réanalyses et de MCGs, ASD-NCEP-C, ASD-NCEP-H, SDSM-NCEP-C et SDSM-NCEP-H aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédicteurs NCEP interpolés sur la grille du CGCM2 et de HadCM3, respectivement, et ASD-CGCM2, ASD-HadCM3, SDSM-CGCM2 et SDSM-HadCM3 aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédicteurs CGCM2 et HadCM3, respectivement (100 simulations pour chaque série simulée).

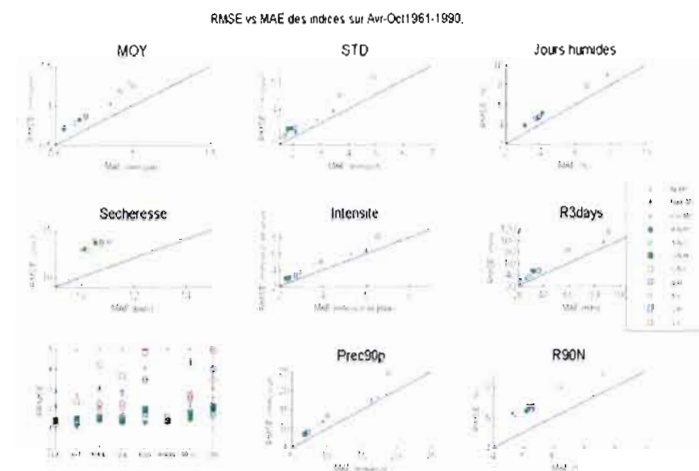


Figure 3.16 RMSE (en ordonnée) versus MAE (abscisse), et RRMSE (RMSE relatif, i.e. divisé par l'écart type climatologique observé) pour chaque indice sur la période d'avril à octobre et la période complète 1961-1990, à partir des simulations en mode réanalyse et en mode climat. NCEP, CGCM2 et HadCM3 correspondent aux données brutes des données de réanalyses et de MCGs, A-N-C, A-N-H, S-N-C et S-N-H aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédicteurs NCEP interpolés sur la grille du CGCM2 et de HadCM3, respectivement, et A-C, A-H, S-C et S-H aux valeurs de ASD et de SDSM utilisant les prédicteurs CGCM2 et HadCM3, respectivement (100 simulations pour chaque série simulée).

3.3 Résumé et discussions des résultats

En utilisant le cas d'une station située en zone sahélienne (Gourcy au Burkina Faso), deux méthodes de régression multi-linéaire SDSM et ASD ont été évaluées. Elles ont permis d'analyser, d'une part, à partir de variables synoptiques de NCEP (i.e. mode réanalyse), (i) l'intérêt d'utiliser une gamme plus vaste de prédictors dérivés et sur plus de niveaux dans l'atmosphère, (ii) l'intérêt d'utiliser une sélection des prédictors sur une base mensuelle versus sur une base annuelle, et d'autre part, à partir de variables synoptiques issues de deux MCGs (i.e. mode climat), (iii) la possibilité d'utiliser les variables des modèles climatiques afin de générer une information plausible et utile à l'échelle locale quant au régime de précipitation. Les principaux résultats obtenus peuvent se résumer comme suit:

1. Mode réanalyse (NCEP):

a) Sélection des prédictors à partir d'un choix restreint versus plus large de variables atmosphériques (niveaux supplémentaires et variables dérivées additionnelles) :

- La simulation de la plupart des indices est améliorée avec un plus grand choix de prédictors, notamment la variabilité intra-saisonnière, les indices d'intensité et d'extrêmes. Toutefois, pas d'amélioration notable de la fréquence des jours de pluie, et de l'indice des dates de début, de fin et de longueur de mousson;
- Une amélioration de la simulation de l'ensemble des quantiles est suggérée avec un choix plus large de prédictors. Celle-ci est surtout notable pour la période indépendante de validation (1976-1990) ;
- Lorsque plus de variables et de niveaux sont inclus, les deux modèles de mise à l'échelle sont en mesure de reconstruire une partie des changements dans le régime de précipitation observé (i.e. diminution de la quantité totale de précipitation, de la fréquence des jours de pluie et de l'intensité), et de

diminuer systématiquement la surestimation des quantiles de précipitation les plus élevés par rapport aux valeurs observées;

- Que ce soit avec un choix restreint ou plus large de prédicteurs, l'amélioration est incontestable et majeure par rapport aux valeurs brutes de NCEP, mais les extrêmes sont systématiquement surestimés quelle que soit la méthode utilisée. De plus, le pourcentage de variance expliquée à l'échelle quotidienne reste faible, quel que soit le choix de prédicteurs et la méthode de mise à l'échelle utilisée.

b) Sélection des prédicteurs sur une base mensuelle versus annuelle :

- La simulation de l'ensemble des indices est améliorée avec une sélection sur une base mensuelle (versus annuelle), notamment la variabilité intra-saisonnière, les indices d'intensité et d'extrêmes, et l'indice des dates de début, de fin et de longueur de mousson (surtout pour la période de validation avec SDSM). Une amélioration moins nette est suggérée pour la fréquence des jours de pluie et les séquences sèches ;
- Une amélioration de la simulation de l'ensemble des quantiles est suggérée également avec la sélection mensuelle. Toutefois, une surestimation des quantiles élevés demeure par rapport aux observations. L'amélioration se manifeste surtout pour la période de validation, et notamment avec SDSM.

c) Comparaison de tous les résultats 25/51 choix de prédicteurs et sélection Annuelle/Mensuelle sur la période complète 1961-1990:

- La simulation de l'ensemble des indices est améliorée avec une sélection sur une base mensuelle (versus annuelle), notamment la moyenne quotidienne, la variabilité intra-saisonnière, les indices d'intensité et d'extrêmes, et l'indice des dates de fin et de longueur de mousson. Aucune amélioration n'est suggérée pour la fréquence des jours de pluie et les séquences sèches et pour la date de début de mousson;

- Une amélioration de la simulation de l'ensemble des quantiles est suggérée également avec la sélection mensuelle. Les erreurs MAE et RMSE sont plus faibles avec le choix de 51 prédicteurs par rapport au choix de 25, et le plus souvent également plus faibles avec la sélection mensuelle ;
- Pour tous les indices simulés, l'usage d'un plus grand nombre de prédicteurs sélectionnés sur une base mensuelle permet systématiquement de réduire les biais moyens dans la simulation de tous les indices des mois les plus pluvieux (i.e. Juillet et Août). Cette amélioration est moins systématique pour les autres mois et pour ASD notamment quant à l'occurrence des jours de pluie/sec, mais plus probante pour l'intensité moyenne et les extrêmes (90^e centile), quel que soit le modèle;
- Si dans la majorité des cas ASD performe mieux que SDSM avec un choix restreints de prédicteurs (i.e. 25), les différences entre les modèles diminuent en utilisant un plus grand choix de prédicteurs, et en sélectionnant ceux-ci sur une base mensuelle. Dans ce dernier cas, les erreurs sur la valeur médiane et la moyenne des indices de précipitation, notamment au cœur de la saison pluvieuse et à la fin de celle-ci, sont réduites par rapport aux autres simulations.

2. Mode climat (prédicteurs CGCM2/HadCM3 versus NCEP):

- La mise à l'échelle à partir d'un MCG permet de générer une information plausible à l'échelle locale, selon la capacité du modèle global à générer des variables atmosphériques réalistes à grande échelle, en particulier la structure ZCIT et les différents Jets Africains (JEA à 600-700 hPa et le Jet Africain d'altitude à environ 300-200-hPa). Via l'usage du modèle HadCM3, la simulation via la mise à l'échelle statistique de l'ensemble des indices est relativement proche des valeurs observées (nette valeur ajoutée par rapport aux données brutes de HadCM3), notamment l'occurrence des jours de pluie,

la variabilité intra-saisonnière, les indices d'intensité et d'extrêmes. Par contre avec les prédicteurs CGCM2, l'amélioration est uniquement notable avec le modèle ASD, qui reste moins performant que le modèle SDSM utilisant les variables de HadCM3 ;

- L'amélioration est majeure via la mise à l'échelle en termes de simulation des quantiles, avec toutefois une surestimation persistante dans les valeurs extrêmes et une dispersion parfois large pour certains indices (i.e. incertitude reste élevée dans certains cas). Les prédicteurs HadCM3 semblent plus performants que ceux de CGCM2 dans ce cas, pour générer des quantiles faibles à élevés de manière relativement réaliste.

Toutefois, il est important de noter que certaines lacunes ou limites demeurent en ce qui a trait à :

- L'usage des variables additionnelles et/ou à des niveaux supplémentaires, telles que suggérées dans notre étude, via les réanalyses NCEP et/ou les MCGs, reste limité compte tenu de la faible résolution de ces modèles qui ont des difficultés inhérentes à capturer les facteurs dynamiques et physiques clés responsables de l'occurrence et de l'intensité du régime de précipitation en zone sahélienne (i.e. système convectifs en zone sahélienne ne sont pas explicitement pris en compte dans de tels modèles) ;
- La méthode de régression linéaire elle-même reste problématique, compte tenu d'une limite inhérente à une telle méthode pour capturer la variabilité du régime de précipitation et en particulier les extrêmes, en dehors des valeurs médianes et des quartiles;
- La généralisation des conclusions reste limitée pour les autres régions du sahel, à partir de l'utilisation d'une seule station et d'un seul régime de précipitation analysé, compte tenu de la diversité des régimes de précipitation selon la région notamment selon leur localisation en longitude et en latitude

(i.e. région sahélienne et soudano-sahélienne, telle que décrite par Gachon *et al.*, 2007);

- L'incertitude reliée aux choix du MCG (structure, paramétrisations et sensibilité climatique) est importante, comme nous l'avons constaté entre les valeurs mise à l'échelle via les 2 GCMs (HadCM3 versus le CGCM2). La dynamique atmosphérique sahélienne simulée par ces modèles nécessite de bien reproduire non seulement les grandes échelles comme les changements de la zone ZCIT, mais également les variations du JEA influencés par les gradients régionaux de température et d'humidité au-dessus du Sud du Sahara et des zones sahéliennes, et de la circulation en altitude (500-200 hPa);
- La forte dépendance de la variable considérée (i.e. précipitation quotidienne) dans le choix des prédicteurs et la combinaison de ceux-ci dans le processus de mise à l'échelle suggère que des analyses plus détaillées s'avèrent nécessaires afin de tester la stabilité/stationnarité du lien prédicteurs/prédictand, et la sensibilité du signal de changement climatique associé. Malgré tout, pour certains indices d'intensité, le changement des prédicteurs a induit un changement en accord avec les précipitations observées, et ceci devrait être analysé plus en profondeur dans des travaux futurs;
- La variance expliquée du régime de précipitation à l'échelle quotidienne reste faible dans tous les cas ($<0,2$) malgré l'amélioration suggérée via l'utilisation d'un plus grand nombre de choix de variables et d'une sélection plus fine au niveau temporelle (mensuelle versus annuelle). Toutefois à l'échelle mensuelle, cette variance expliquée demeure très élevée (84%).

Malgré les limites mentionnées ci-dessus, et compte tenu des résultats prometteurs obtenus à partir des variables pertinentes dérivées à l'échelle mensuelle, notre étude a permis de confirmer le rôle suggéré par certains auteurs (ex. Sultan et Janicot, 2003)

quant à la dynamique de la mousson via l'influence des flux d'humidité et de la circulation à différents niveaux, notamment le JEA à 700-600 hPa (i.e. mode réanalyse NCEP). Il serait donc pertinent d'analyser dans des travaux futurs, en mode climat, la circulation responsable du régime de mousson, en développant les prédictors de HadCM3 et du CGCM2 et d'autres MCGs disponibles (i.e. variables à l'échelle quotidienne) afin d'améliorer et/ou de tester la performance des résultats produits à l'échelle locale, comme suggéré avec plus de variables dérivées pertinentes et une sélection mensuelle. Par ailleurs, d'autres techniques alternatives de régionalisation, telles que les MRCs, devraient être évalués et utilisés notamment afin de mieux comprendre les effets des variables simulées à l'échelle régionale sur le régime des précipitations. Ces variables d'échelle plus fine que celles simulées par les MCGs devraient être utilisées comme prédictors dans les modèles statistiques, afin d'évaluer si la simulation de la variabilité intra-saisonnière et inter-annuelle est améliorée et explorer les incertitudes associées au choix de la méthode de mise à l'échelle et aux variables d'entrée utilisées. Il serait important d'étudier plus en détail la relation prédictors/prédictand et notamment tenter d'améliorer le pourcentage de variance expliquée à l'échelle quotidienne, et les liens physiques à haute fréquence (ex. avec les réanalyses régionales et/ou les MRCs disponibles). De plus, le développement et l'utilisation de méthodes de mise à l'échelle statistique autres que linéaires, capables de simuler adéquatement les périodes de retour des événements extrêmes, devraient être envisagés. Le développement d'information climatique mise à l'échelle pour d'autres stations et d'autres régions du Sahel doit également être envisagé, afin de comparer et d'évaluer régionalement la performance des résultats produits.

4 CONCLUSION

Ce travail a permis, d'une part, d'évaluer deux méthodes de mise à l'échelle statistique (SDSM et ASD) nécessaires à développer des informations climatiques au niveau local, soit pour une station située en zone sahélienne au Burkina Faso (Gourcy) et sur la période récente de 1961-1990. Il a également permis d'analyser à l'aide de nouveaux prédicteurs synoptiques pertinents et, selon leurs sélections à différentes échelles temporelles (annuelle versus mensuelle), l'influence de ceux-ci dans le processus de mise à l'échelle et la performance du régime de mousson simulée (en mode réanalyse, NCEP). De plus à l'aide de deux MCGs (CGCM2 et HadCM3) utilisés comme variables d'entrée dans les deux méthodes de mise à l'échelle, la variabilité et les extrêmes de précipitation simulés ont été évalués afin de juger de l'intérêt d'utiliser des prédicteurs de MCGs pour générer une information climatique plausible à l'échelle locale.

En mode réanalyse NCEP, il fut démontré que les résultats des deux techniques de mise à l'échelle statistique convergent plus nettement lorsque la relation entre les variables atmosphériques et la variable de surface (i.e. précipitation) est établie selon le mois, par rapport aux résultats où ce lien est établi sur une base annuelle, car dans ce cas la différence entre les modèles est plus élevée. De plus, en développant une gamme plus vaste de variables atmosphériques (prédicteurs) dérivés et sur plus de niveaux dans l'atmosphère, les biais de l'ensemble des critères statistiques des variables diagnostiques sont réduits, notamment la moyenne quotidienne, la variabilité intra-saisonnière, les indices d'intensité et d'extrêmes, et l'indice des dates de début, de fin et de longueur de mousson. De plus, avec cette nouvelle configuration, les deux modèles de mise à l'échelle sont en mesure de reconstruire une partie des changements dans le régime de précipitation observé (i.e. diminution de la quantité totale de pluie, et de la fréquence du nombre d'événements pluvieux).

En mode climat, soit à partir des variables atmosphériques des modèles CGCM2 et HadCM3, les résultats de la mise à l'échelle ont permis de générer une information plausible à l'échelle locale, selon la capacité du modèle global à générer des variables atmosphériques réalistes à grande échelle, en particulier la structure ITCZ et les différents Jets Africains. Via l'usage du HadCM3, la mise à l'échelle de l'ensemble des indices climatiques analysés est relativement compatible avec les statistiques des valeurs observées (nette valeur ajoutée par rapport aux données brutes de HadCM3), notamment l'occurrence des jours de pluie, la variabilité intra-saisonnière, les indices d'intensité et d'extrêmes. Par contre avec les prédicteurs CGCM2, l'amélioration est uniquement notable avec le modèle ASD, et moins probante qu'avec l'utilisation du modèle SDSM utilisant les variables de HadCM3. Quoi qu'il en soit, la qualité des résultats obtenus est fonction de la méthode de mise à l'échelle et du MCG utilisés.

Dans l'avenir, à l'aide d'autres méthodes non-linéaires en lien avec les particularités physiques à l'échelle régionale et locale, l'application d'autres prédicteurs de modèles régionaux devrait être incluse, telle que suggérée avec les réanalyses NCEP (i.e. autres niveaux, variables et résolution temporelle). Ceci permettrait ultimement de générer des scénarios futurs plus plausibles à l'échelle locale, d'autant que la mousson Ouest Africaine est influencée à l'échelle globale par des téléconnexions variées, via la fluctuation des températures des océans, des transports d'humidité et de l'énergie thermique dans l'atmosphère, et des conditions de surface continentales donc de nature plus régionale ou locale.

En définitive, notre étude suggère de poursuivre les travaux dans le but de :

- Développer à partir des variables atmosphériques suggérés dans notre étude, voire pour d'autres variables pertinentes à définir, les prédicteurs de différents MCGs disponibles (i.e. variables à l'échelle quotidienne) afin d'améliorer et/ou de tester la performance des résultats produits à l'échelle locale, avec

plus de variables dérivées pertinentes et via une sélection mensuelle des prédicteurs;

- Développer l'information mise à l'échelle pour d'autres stations et d'autres régions du Sahel afin de comparer et d'évaluer régionalement la performance des résultats produits;
- Comparer si possible avec d'autres méthodes dynamiques de mise à l'échelle (i.e. modèles climatiques régionaux) en parallèle, afin d'explorer les incertitudes associées au choix de la méthode de mise à l'échelle;
- Analyser et comparer la méthode suggérée avec d'autres méthodes de mise à l'échelle statistique;
- Établir le lien entre les variables climatiques pertinentes (données mise à l'échelle en comparant avec les données observées) et la production agricole à l'échelle régionale ou locale (comme suggérée dans l'étude Seidou *et al.*, 2006), la santé, et la sécurité alimentaire des populations;
- Finalement, développer les scénarios climatiques à partir des différentes méthodes de mise à l'échelle (dynamique et statistique) dans différentes régions du Sahel, et évaluer les incertitudes associées.

RÉFÉRENCES

- Alexander L.V., X. Zhang, T. C. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A.M.G. Klein Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahim, A. Tagipour, R. Kumar Kolli, J.V. Revadekar, G. Griffiths, L. Vincent, D.B. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci, J. Luis Vazquez Aguirre (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research- Atmospheres*, **111**, D05109.
- Beckmann, B.R. and T.A. Buishand, (2003). Downscaling relationships for precipitation for the Netherlands and Northern Germany. *International Journal of Climatology*, **22**, 15-32.
- Biau, G., E. Zorita, H. von Storch and H. Wackernagel, (1999). Estimation of precipitation by kriging in EOF space. *Journal of Climate*, **12**, 1070-1085.
- Boer, G.J., Flato, G.M., Reader, M.C., Ramsden, D., (2000). "A transient climate change simulation with historical and projected greenhouse gas and aerosol forcing: experimental design and comparison with instrumental record for 20th century". *Climate Dynamics*, **16**, 405-425.
- Bokoye A.I., Gachon P., Gauthier N., Parishkura D., Cotnoir A., Vigeant G., Milton J., (2006). Assessment of global climate characterization of duration, intensity and frequency of daily rainfall: Application to African Sahel. *American Meteorological Society*. P2.10.
- Bonferroni, C.E, (1936). « Teoria statistica delle classi e calcolo delle probabilità » Pubblicazioni del R Istituto Superiore di Scienze Economiche e Commerciali di Firenze **8**, 3-62.
- Buishand, T.A. and T. Brandsma, (2001). Multi-site simulation of daily precipitation and temperature in the Rhine basin by nearest-neighbour resampling. *Water Resources Research*, **37**, 2761-2776.
- Busuioc, A., D. Chen, and C. Hellström, (2001). Performance of statistical downscaling models in GCM validation and regional climate change estimates: application for Swedish precipitation. *International Journal of Climatology*, **21**, 557-578.
- Castro Christopher Alexander Cunningham (2001). Regional Climate Modeling with RSM – A Case study over Northern Brazil. IRI.
- Cavazos, T. and B. C. Hewitson, (2005). Performance of NCEP variables in statistical downscaling of daily precipitation. *Climate Research*, **28**, 95-107.
- Charles, S.P., B.C. Bates, P.H. Whetton, and J.P. Hughes, (1999). Validation of downscaling models for changed climate conditions: case study of south-western Australia. *Climate Research*, **12**, 1-14.
- Chen, T., (2005). Maintenance of the Midtropospheric North African Summer Circulation: Saharan High and African Easterly Jet. *Journal of Climate*, **18**(15), 2943-2962.
- Choux, M. (2005). "Development of new predictor climate variables for statistical downscaling of daily precipitation process". Thesis Master of Engineering, Department of Civil Engineering and applied mechanics. McGill University, Montreal, Quebec, Canada.
- Conway, D., R.L. Wilby, and P.D. Jones, (1996). Precipitation and air flow indices over the British Isles. *Climate Research*, **7**, 169-183.

- Cook, K.H., (1999). Generation of the African Easterly Jet and Its Role in determining West African Precipitation. *Journal of Climate*, **12**, 1165-1184.
- Dai A., K.E. Trenberth, and T. Qian, (2004a). A global data set of palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *Journal of Hydrometeorology*, **5**, 1117-1130.
- Dai, A., K.E. Trenberth, and T. Qian, (2004b). The recent Sahel drought is real. *International Journal of Climatology*, **24**, 1323-1331.
- Dibike, Y.B., Gachon, P., St-Hilaire, A., Ouarda, T.B.M.J., Nguyen, V.T.-V., 2008. Uncertainty analysis of statistically downscaled temperature and precipitation regimes in Northern Canada. *Theoretical and Applied Climatology*, **91**(1-4): 149-170.
- Diedhiou A., S. Janicot, A. Viltard, P. De Felice, H. Laurent, (1999). Easterly waves regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dynamics*, **15**, 795-822.
- Easterling, D.R., L.V. Alexander, A. Mokssit, V. Detemmerman, (2003). CCI/CLIVAR Workshop to Develop Priority Climate Indices. *Bulletin of American Meteorological Society*, **84**, 1403-1407.
- Enke W., A. Spekat, (1997). Downscaling climate model outputs into local and regional weather elements by classification and regression. *Climate Research*, **8**, 195-207.
- Flato, G. M., G. J. Boer, W. G. Lee, N. A. McFarlane, D. Ramsden, M. C. Reader, and A. J. Weaver, (2000). The Canadian Center for Climate Modelling and Analysis Global Coupled model and its Climate. *Climate Dynamics*, **16**, 451-467
- Foamouhoue A. K., et E. Buscarlet, (2006). Simulation du climat de l'Ouest à l'aide d'un modèle climatique régional: Validation sur la période 1961-1990. *La Météorologie*, **52**, 28-37.
- Gachon, P., A. St-Hilaire, T. Ouarda, VTV Nguyen, C. Lin, J. Milton, D. Chaumont, J. Goldstein, M. Hessami, T.D. Nguyen, F. Selva, M. Nadeau, P. Roy, D. Parishkura, N. Major, M. Choux & A. Bourque, (2005). *A first evaluation of the strength and weaknesses of statistical downscaling methods for simulating extremes over various regions of eastern Canada*. Sub-component, Climate Change Action Fund (CCAF), Environment Canada, Final report, Montréal, Québec, Canada, 209 pp.
- Gachon, P., R. Laprise, P. Zwack et F.J. Saucier. (2003). The effects of interactions between surface forcings in the development of a model-simulated polar low in Hudson Bay. *Tellus A* **55** (1), 61-87.
- Gachon P. and Dibike Y. B. (2007). Temperature change signals in northern Canada: Convergence of statistical downscaling results using two driving GCMs, *International Journal of Climatology*, **27**(12): pp. 1623-1641.
- Gachon, P., N. Gauthier, A.I. Bokoye, D. Parishkura, A. Cotnoir, Y. Tremblay & G. Vigeant, (2007). Groupe de travail II - Variabilité, extrêmes et changements climatiques au Sahel: de l'observation à la modélisation, 218 p. dans Rapport des contributions canadiennes au projet ACIDI-CILSS (#A030978-002); Appui aux capacités d'adaptation aux changements climatiques. Montréal: Environnement Canada, tome II.
- Goodess, C., T. Osborn, and M. Hulme, (2003). The identification and evaluation of suitable scenario development methods for the estimation of future probabilities of extreme weather events. *Tyndall Centre for Climate Change Research*, Technical Report **4**.
- Goodess, C.M., Anagnostopoulou, C., Bardossy, A., Frei. C., Harpham, C., Haylock, M.R., Hundedcha, Y., Maheras, P., Ribalaygua, J., Schmidli, J., Schmith, T., Tolika, K.,

- Tomozeiu, R. and Wilby, R.L., (2005). "An intercomparison of statistical downscaling methods for Europe and European regions – assessing their performance with respect to extreme temperature and precipitation events", *Climate Change*, submitted.
- Goodess, C.M., Anagnostopoulou, C., Bardossy, A., Frei, C., Harpham, C., Haylock, M.R., Hindecha, Y., Maheras, P., Ribalaygua, J., Schmidli, J., Gordon, C., Cooper, C., Senior, C.A., Banks, H., Gregory, J.M., Johns, T.C., Mitchell, J.F.B., and Wood, R.A., (2000). The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics*, **16**, 147-168.
- Gordon CC, Cooper CA, Senior H, Banks JM, Gregory TC, Johns JF, Mitchell B, Wood RA. (2000). The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transport in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* **16**:147-168.
- Gratton Y., C. Lafleur (INRS-Océanologie, Rimouski, Qc, Canada) and J. Runge (Institut Maurice-Lamontagne, with University of new Hampshire), (2004). EasyKrig 3.0-The GLOBEC Kriging Software Package, MATLAB toolbox.
- Harding, A.E. (2006). "Changes in Mediterranean Climate Extremes: Patterns, Causes, and Impacts of Change". Thesis of Doctor of Philosophy at the University of East Anglia, Norwich, December, 2006.
- Hay, L.E. and Clark, M.P. (2003). Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States. *Journal of hydrology*, **282**, 56-75.
- Haylock, M. R., Peterson T.C., Alves L.M, Ambrizi T., Anunciacao Y.M.T, Baez J., Barros V.R., Berlato M.A., Bidegain M., Coronel G., Corradi V., Garcia V.J., Grimm a.M., Karoly D., Marengo J.A., Marino M.B., Moncunill D.F., Nechet D., Quintana J., Rebello E., Rusticucci M., Santos J.L., Rebejo I., Vincent L.A. (2006). Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature, *Journal of Climatology*, **19**, 1490-1512.
- Hellstrom, C., Chen, D., Achberger, C. and Raisanen, J. (2001). A comparison of climate change scenarios for Sweden based on statistical and dynamical downscaling of monthly precipitation. *Climate Research*, **19**, 45-55.
- Hellstrom, C., and D. Chen, (2003). Statistical downscaling based on dynamically downscaled predictors: Application to monthly precipitation in Sweden. *Advances in Atmospheric Science*, **20**, 951-958.
- Hessami, M., P. Gachon, T.B.M.J. Ouarda, and A. St-Hilaire (2008). Automated regression based Statistical Downscaling Tool. *Environmental Modelling and Software*, **23**, 813-834.
- Hewitson, B.C. and R.G. Crane, (1996). Climate downscaling: Techniques and applications, *Climate Research*, **7**, 85-95.
- Hughes, J.P, Lettenmaier, D.P., and Guttorp, P., (1993). A stochastic approach for assessing the effect of changes in synoptic circulation patterns on gauge precipitation, *Water Resources Research*, **29** (10), 3303-3315.
- Huth, R., (1999). Statistical downscaling in central Europe: evaluation of methods and potential predictors. *Climate Research*, **13**, 91-101.

- Huth R., Kysely J., Dubrovsky M., (2001). Time structure of observed, GCM-simulated, downscaled, and stochastically generated daily temperature series. *Journal of Climate*, **14**, 4047-4061.
- Huth, R. and Pokorna (2004). Parametric versus non-parametric estimates of climatic trends. *Theoretical and Applied Climatology*, **77**, 107-112.
- IPCC (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguier, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C.A.(Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, U.K. and New York, N.Y., U.S.A., 881 pp.
- Kalnay, E., et al. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of American Meteorological Society*, **81**, 2165–2177.
- Karl, T.R., N. Nicholls, and A. Ghazi, (1999). CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes: Workshop summary. *Climatic Change*, **42**, 3-7.
- Kettle, H. and R. Thompson, (2004). Statistical downscaling in European mountains: verification of air temperature reconstructions. *Climate Research*, **26**, 97-112.
- Kidson, J.W. and Thompson, C.S. (1998). A comparison of statistical and model-based downscaling techniques for estimating local climate variations. *Journal of Climate*, **11**, 735-753.
- Kistler, R. E., et al., (2001). The NCEP-NCAR 50-Year reanalysis : Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bulletin of American Meteorological Society*, **82**(2), 247-268.
- Landman, W.A., Mason, P.D. Tyson, and W.J. Tennant, (2001). Retro-active skill of multi-tiered forecasts of summer rainfall over southern Africa. *International journal of Climatology*, **21**, 1-19.
- Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, (2002). Rainfall variability in West Africa during the years 1950-1990. *Journal of Climate*, **15**(2), 187-202.
- Lepage L., P. Berestovoy, M.-J. Fluet, A. Rochette. (2007). Groupe de travail III – Vulnérabilité des populations et adaptation aux variabilités climatiques au Sahel : Acteurs, institutions et dynamiques locales. 163 p. dans Rapport des contributions canadiennes au projet ACIDI – CILLS (#A030978-002); appui aux capacités d'adaptation aux changements climatiques. Montréal : Environnement Canada, 473 p.
- Li T., Tung Y.-C., and Hwu J.-W (2005). Remote and Local SST Forcing in shaping Asian-Australian Monsoon Anomalies. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **83**(2), 153-167.
- Liebmann, B. and J.A. Marengo, (2001). Interannual variability of the rainy season and rainfall in Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, **14**, 4308-4318.
- Lim Eunpa., Hendon H., Wang G., Alves O., (2006). Statistical-dynamical prediction of tropical Indo-Pacific SST and Australian rainfall. *Bureau of Meteorology Research Centre*. South Eastern Australian Climate Initiative.
- Linderson M.L., Achberger C., Chen D., (2004). Statistical downscaling and scenario construction of precipitation in Scania, southern Sweden. *Nordic Hydrology*, **35**(3), pp 261-278.
- Mathon V., A. Diedhiou, H. Laurent, (2002). Relationship between easterly waves and mesoscale convective systems over the Sahel. *Geophysical Research Letters*, **29**(8), 1216.

- McFarlane, N.A., G.J. Boer, J.-P. Blanchet and M. Lazare, (1992). The Canadian Climate Centre second generation General Circulation Model and its equilibrium climate. *Journal of Climate*, **5**(10), 1013-1044.
- Mearns LO, Rosenzweig C, Goldberg R., (1997). Mean and variance change in climate scenarios: methods, agricultural applications, and measures of uncertainty. *Climate Change*, **35**, 367-396.
- Mearns, L.O., F. Giorgi, P. Whetton, D. Pabon, M. Hulme and M. Lal, (2003). Guidelines for use of climate scenarios developed from Regional Climate Model experiments. Data Distribution Center of the International Panel of Climate Change, 38 pp.
- Murphy, J.M., (1999). An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. *Journal of Climate*, **12**, 2256-2284.
- Mutemi, J.N. (2001). The RSM skill in downscaling of ECHAM October to December rain forecasts to regional and local scales over the greater horn of Africa (GHA): A case study with a wet year in both observation and ECHAM model forecasts. 3rd International RSM Conference, 2001.
- New, M., Hewitson, B., Stephenson, D. B., Tsiga, A., Kruger, A., Manhique, A., Gomez, B., Coelho, Caio, A. S., Masisi, D. N., Kululanga, E., Mbambalala, E., Adesina, F., Saleh, H., Kanyanga, J., Adosi, J., Bulane, L., Fortunata, L., Mdoka, M. L. and Lajoie, R. 2006: Evidence of trends in daily climate extremes over southern and west Africa, *Journal of Geophysical Research*, **111**, D14102.
- Ndiaye O., A. Kanga, L. Sun and N. Ward, (2001). "Current seasonal Forecasting methods and downscaling", CLIMAG in West Africa, Proceedings of the STAR/EU commission/FMA International Workshop held in Bamako, Mali, 23-25 April 2001.
- Nguyen, V.-T.-V., (2002). A state-of-the-art review of downscaling methods for evaluating climate-change impacts on the hydrologic cycle. *Water Resources Management and Engineering Series*, Research Report No. WRME03/1, 33pp.
- Nicholson, S.E., B. Some and B. Kane, (2000). An analysis of recent rainfall conditions in west Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña years. *Journal of Climate*, **13**, 2628-2640.
- Orgeval, T., J. Porcher, et L. Li, (2005). Uncertainties in modelling future hydrological change over West Africa. *Climate Dynamics*, **26**, 93-108.
- Osborn, T.J. and Hulme, M. (1997). Development of a relationship between station and gridbox rainfall frequencies for climate model validation. *Journal of Climate*, **10**, 1885-1908.
- Paeth, H., Born, K., Podzun, R.; Jacob, D. (2005). Regional dynamical downscaling over West Africa: model evaluation and comparison of wet and dry years. *Meteorologische Zeitschrift*, **14** (3): 349-367.
- Palutikof, J.P., Goodess, C.M., Watkins, S.J. and Holt, T. (2002). Generating rainfall and temperature scenarios at multiple sites: examples from Mediterranean. *Journal of Climate*, **15**, 3529-3548.
- Pandey, G.R., D.R. Cayan, M.D. Dettinger, and K.P. Georgakakos, (2000). A hybrid orographic plus statistical model for downscaling daily precipitation in northern California. *Journal of Hydrometeorology*, **1**, 491-506.
- Peixoto, J. and Oort, A. (1992). *Physics of Climate*. American Institute of physics, New York, 520 pp.

- Penlap, E.K., C. Matulla, H. von Storch, and F.M. Kanga, (2004). Downscaling of GCM scenarios to assess precipitation changes in the little rainy season (March-June) in Cameroon. *Climate Research*, **26**, 85-96.
- Peterson, T.C., C. Folland, G. Gruza, W. Hogg, A. Mokssit and N. Plummer, (2001). Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Reporters 1998-2001. WMO, Rep. WCDMP-47, WMO-TD 1071, Geneva, Switzerland, 143 pp.
- Richardson C., (1981). Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. *Water Resources Research*, **17**, 182-190.
- Schmidli, J., C. M. Goodess, C. Frei, M. R. Haylock, Y. Hundecha, J. Ribalaygua, and T. Schmidth (2007). Statistical and dynamical downscaling of precipitation. An evaluation and comparison of scenarios for European Alps. *Journal of Geophysical Research*, **112**(d4), D04105.
- Seidou, O., T.B.M.S. Ouarda, P. Gachon, A. Cotnoir, A. Bokoye, M. Badolo, H. N'Djafa Ouaga, A. Amani et S. S. Hibra. (2006). Modélisation statistique de la relation climat-production céréalière pour le Niger. Québec : Rapport INRS-ETE. 46p.
- Semenov, M.A., R.J. Brooks, E.M. Barrow and C.W. Richardson, (1998). Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates. *Climate Research*, **10**, 95-107.
- Semenov, M.A., (2007). Development of high-resolution UKCIP02-based climate change scenarios in the UK. *Agricultural and Forest Meteorology*, **144**, 127-138.
- Stehlik, J., and Bardossy, A., (2002). Multivariate stochastic downscaling model for generating daily precipitation series based on atmospheric circulation, *Journal of Hydrology*, **256**, 120-141.
- Sultan, B., (2002). Étude de la mise en place de la mousson en Afrique de l'Ouest et de la variabilité intra-saisonnière de la convection. Applications à la sensibilité des différents rendements agricoles. Thèse, Université de Paris 7, 288 p.
- Sultan, B and S. Janicot, (2003). The West African Monsoon Dynamics. Part II: The "Preonset" and "Onset" of the Summer Monsoon. *Journal of Climate*, **16**(21), 3407-3427.
- Sultan, B., K. Labadi, J-F Guégan et S. Janicot, (2005). Climate drives the meningitis epidemics onset in West Africa. *Plos medicine*, **2**(1), 1-15.
- Trigo, R.M., and Palutikof, J.P., (1999). Simulation of daily temperature for climate change scenarios over Portugal: a neural network model approach, *Climate Research*, **13**, 45-59.
- Trigo, R.M., and Palutikof, J.P., (2001). Precipitation scenarios over Iberia: a comparison between GCM output and different downscaling techniques, *Journal of Climate*, **14**, 4422-4446.
- Vincent LA, Mekis E. (2006). Changes in daily and extreme temperature and precipitation indices for Canada over twentieth century. *Atmosphere-Ocean*, **44**(2), 177-193.
- Von Storch, H., Zorita E. and Cubasch, U. (1993). Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime. *Journal of Climate*, **6**, 1161-1171.
- Von Storch., H., H. Langeberg, and F. A. Feser, (2000). Spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Monthly Weather Review*, **128**(10), 3664-3673.

- Wilby, R.L., (1998). Statistical downscaling of daily precipitation using daily airflow and seasonal teleconnection indices. *Climate Research*, **10**, 163-178.
- Wilby, R.L., and T.M.L. Wigley, (2000). Precipitation predictors for downscaling: observed and general circulation model relationships. *International Journal of Climatology*, **20**, 641-661.
- Wilby, R.L., C.W. Dawson, and E.M. Barrow, (2002a). SDSM - a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling & Software*, **17**, 147-159.
- Wilby, R.L., D. Conway, and P.D. Jones, (2002b). Prospects for downscaling seasonal precipitation variability using conditioned weather generator parameters. *Hydrological Processes*, **16**, 1215-1234.
- Wilby, R.L., Tomlinson, O.J. and Dawson, C.W. (2003). Multi-site simulation of precipitation by conditional resampling. *Climate Research*, **23**, 1199-1202.
- Wilby, R.L., S.P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, and L.O. Mearns, (2004). Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods, available from the DDC of IPCC TGCIA, 27 pp.
- Wilks, D.S., (1995). Statistical methods in Atmospheric Sciences: An Introduction, *International Geophysics Series*, **59**, Academic Press, 464 pp.
- Wilks, D.S. and R.L. Wilby, (1999). The weather generation game: a review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography*, **23**, 329-357.
- Winkler, J.A., Palutikof, J.P., Andersen, J.A. and Goodess, C.M. (1997). The simulation of daily temperature time series from GCM output: Part II: Sensitivity analysis of an empirical transfer function methodology. *Journal of Climate*, **10**, 2514-2535.
- Xu, C-Y., (1999). From GCMs to rivers flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, **23**(2), 229-249.
- Zorita, E., Hughes, J.P., Lettenmaier, D.P. and von Storch, H. (1995). Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnostics and estimation of local precipitation. *Journal of Climate*, **8**, 1023-1042.
- Zorita, E. and H. von Storch, (1999). The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *Journal of Climate*, **12**, 2474-2489.
- Zwiers, F.W., and V.V. Kharin, (1998). Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO₂ doubling. *Journal of Climate*, **11**, 2200-2222.

Sites Web

Coefficient of Variation: http://en.wikipedia.org/wiki/Coefficient_of_variation
 Expert Team on Climate Change Detection Monitoring and Indices (ETCCDMI)
<http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI>

Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions
 STARDEX: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/stardex>
 STARDEX : http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/deis/Diagnostic_tool.pdf
 STARDEX : http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/deis/Linear_regression.pdf

ANNEXE A : Corrélations prédicteurs/prédictand

Tableau A-1 Corrélation par mois et sur une base annuelle entre la précipitation observée à Gourcy (Burkina Faso) et les prédictors NCEP (grille originale) sélectionnés et présentés au tableau 3.3 (période 1961-1990 et d'avril à octobre).

	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sep	Oct	Annuel
Pression au niveau moyen de la mer	-0.46	0.19	-0.07	-0.15	-0.32	-0.28	-0.06	-0.54
Advection du tourbillon à 850 hPa	0.43	-0.23	0.32	0.27	0.14	0.30	0.07	0.39
Hauteur du géopotential à 850 hPa	-0.41	0.12	-0.24	-0.24	-0.38	-0.27	-0.11	-0.59
Lifting Index	-0.33	0.05	-0.39	0.10	0.07	-0.31	-0.19	-0.46
Tourbillon à 925 hPa	-0.17	-0.22	0.23	0.29	0.47	0.42	-0.13	0.51
Direction du vent à 1000 hPa	-0.31	0.28	-0.21	-0.18	-0.35	-0.18	-0.24	-0.46
Direction du vent à 500 hPa	-0.20	0.09	0.30	-0.36	-0.29	-0.30	0.01	-0.23
Direction du vent à 850 hPa	-0.34	0.11	-0.40	-0.25	-0.29	-0.25	-0.22	-0.52
Divergence à 1000 hPa	-0.31	0.14	-0.09	-0.11	-0.28	-0.18	0.17	-0.32
Divergence à 500 hPa	0.09	-0.08	-0.34	0.16	0.19	-0.38	-0.16	0.13
Divergence à 600 hPa	-0.03	-0.23	-0.19	0.30	0.22	0.01	0.08	-0.11
Divergence à 700 hPa	0.16	-0.26	0.24	0.12	0.09	0.14	-0.20	0.42
Divergence à 850 hPa	-0.02	0.30	-0.37	-0.19	-0.40	-0.24	0.15	-0.53
Vitesse du vent à 1000 hPa	0.18	-0.09	0.42	0.14	0.15	0.08	0.25	0.06
Vitesse du vent à 500 hPa	-0.17	-0.07	0.01	-0.40	-0.52	0.05	-0.18	-0.35
Vitesse du vent à 600 hPa	-0.20	-0.04	-0.32	-0.44	-0.48	-0.20	0.01	-0.56
Vitesse du vent à 700 hPa	-0.21	0.06	-0.17	-0.40	-0.40	-0.09	-0.18	-0.33
Vitesse du vent à 850 hPa	0.04	0.06	0.08	0.19	0.09	0.12	-0.28	-0.21
Composante zonale du vent à 1000 hPa	0.26	-0.11	0.41	0.13	0.16	0.09	0.26	0.45
Composante zonale du vent à 500 hPa	0.09	0.01	0.01	0.45	0.54	0.05	0.06	0.17
Composante zonale du vent à 600 hPa	0.14	-0.03	0.34	0.44	0.46	0.21	0.07	0.48
Composante zonale du vent à 700 hPa	0.11	-0.09	0.23	0.40	0.38	0.16	0.22	0.32
Composante zonale du vent à 850 hPa	0.21	-0.13	0.42	0.30	0.27	0.21	0.30	0.51
Composante méridionale du vent à 1000hPa	0.33	-0.27	0.09	0.12	0.35	0.27	0.09	0.35
Composante méridionale du vent à 700 hPa	-0.23	0.22	-0.27	-0.12	-0.06	-0.17	0.17	-0.41
Composante méridionale du vent à 850 hPa	0.39	0.01	0.18	0.13	0.18	0.24	0.24	0.42
Advection d'humidité à 850 hPa	0.18	0.02	-0.05	-0.12	0.15	0.33	0.04	0.07
Advection d'humidité à 925 hPa	0.22	-0.12	-0.19	-0.11	0.14	0.26	-0.12	0.36
Humidité spécifique à 600 hPa	0.48	-0.17	0.31	0.16	0.26	0.44	0.38	0.48
Humidité spécifique à 850 hPa	0.34	0.07	0.49	-0.02	0.24	0.28	0.28	0.45
Humidité spécifique à 1000 hPa	0.31	-0.03	0.48	-0.05	-0.12	0.14	0.19	0.46
Température à 1000 hPa	0.36	0.03	-0.51	-0.22	-0.46	-0.15	-0.26	-0.40

Tableau A-2 Corrélations entre la précipitation observée à Gourcy (Burkina Faso) et les prédictors NCEP (grille HadCM3) sélectionnés et présentés au tableau 3.4 (période 1961-1990).

Corrélations entre la précipitation annuelle 1961-1990 et les prédictors NCEP (grille HadCM3), sélection annuelle

Annuel	
Pression au niveau moyen de la mer	-0.54
Module du vent à 1000-hPa	0.01
Composante méridionale du vent à 1000-hPa	0.44
Tourbillon à 500-hPa	0.42
Humidité relative à 500-hPa	0.49

Tableau A-3 Corrélations entre la précipitation observée à Gourcy (Burkina Faso) et les prédictors NCEP (grille CGCM2) sélectionnés et présentés au tableau 3.4 (période 1961-1990).

Corrélations entre la précipitation annuelle 1961-1990 et les prédictors NCEP (grille CGCM2), sélection annuelle

Annuel	
Module du vent à 1000-hPa	0.03
Composante méridionale du vent à 1000-hPa	0.43
Direction du vent à 1000-hPa	-0.34
Direction du vent à 500-hPa	-0.05
Température à 1000-hPa	-0.39